

岩石礦物礦床學

第五卷第四號

昭和六年四月一日

研究報文

六連島産玄武岩中のアノマイト式雲母の 化學分子式に對する一考察

理學博士 神津・俣祐

理學士 鶴見志津夫

六連島に産する玄武岩中多孔質の者には、其孔隙中に褐色を呈する鱗片狀のアノマイト式雲母を産するは周知の事實なり。母岩の一孔隙中には數片の雲母互に交叉貫通して發達し、鱗片の大なる者は長さ 1 cm に達する者あるも、5~6 mm を普通とし、僅かに 1 mm に達する小片も亦少からず。

前報告¹⁾に於て既に記述せるが如く、本雲母片は母岩の孔隙内壁に其一部分を貫入して固着する者あるは、顯微鏡下にて明かに認むるを得るなり。故に本礦物は孔隙内に二次的に形成せられたる者にあらずして、其母岩たる玄武岩發達史の一主要部を占むる、一次的成因の者なり。

本雲母の光學位は普通の黑雲母と異なり、アノマイト式なるは既に諸人

1) 神津俣祐, 吉本文平, 岩石礦物礦床學一卷, 153~161, 1929,

の注意せる所なれども、この式に屬する黒雲母は、他の黒雲母即ちメロキシ¹⁾ーン式に比して、高温に對し安定なるは、筆者の一人 (S.K.) と吉木學士との研究によりて明かとなれり。其屈折率及光軸角は既に發表せるも本論文に於て比較考究する必要あれば更に再記せん即ち

$$\alpha = 1.557, \quad \gamma = 1.605, \quad 2E = 22^\circ \sim 32^\circ.$$

なり。本雲母の比重をウェストファール・バランスにて測定せる結果は次の如し。 2.966 at 23°C.

本論文に於てはこの特種の雲母の化學成分と其化學分子式に就きて聊か考察せんとす。

化 學 成 分

本玄武岩を粉細して孔隙中より雲母を取出し、注意して不純物を除去し、化學分析を行へり。其結果は第一表に示すが如し。

第 一 表

Anomite from Mutsure-jima

	Wt. %	Mol. prop.	
SiO ₂	40.11	0.6685	600
TiO ₂	3.86	0.0482	43
Al ₂ O ₃	9.89	0.0970	87
Fe ₂ O ₃	3.20	0.0200	18
FeO	7.40	0.1028	92
MnO	0.11	0.0015	1
MgO	19.99	0.7997	449
CaO	none
N ₂ O	2.61	0.0421	38
K ₂ O	9.05	0.0963	86
H ₂ O—	1.08	0.0600	54
H ₂ O+	2.46	0.1367	122
P ₂ O ₅	0.09	0.0006	1
F	0.29	0.0153	14
Total	100.14 — 0.12		

1) 神津俊祐, 吉本文平, 地球 9. 330~338, 1928.

第一表に見るが如く、本雲母は $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ を 10% 以上含み且つ MgO を約 20 % 含むを以て普通黒雲母 (Common biotite) の化學成分中に分類し得るも、 MgO の多きは Phlogopite に近づけり。

本雲母の化學分析の結果中にて、吾人の最も注意を惹くは、 Al_2O_3 の 10 % に充たざる少量にして、既に發表せられたる、多くの鐵苦土雲母の分析を見るも、かくの如き例は極めて稀なり。故に 此點は充分吟味を要する所なれば、本雲母を再び分析して、幾何の實驗上の誤差を生ずるかを檢せり。即ち前分析を行へる時より 8 ヶ月の後に、更に SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO 及其他 3 成分の分析を行ひたり。猶一層正確を期せん爲め八木學士に依頼して同時に SiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ 及其他 3 成分の測定を行へり。其結果は第二表に見るが如し。

第 二 表

	I	II
SiO_2	40.02	40.14
Al_2O_3	9.83	9.84
Fe_2O_3	3.21	} 11.29
FeO	7.24	
$\text{H}_2\text{O}-$	1.12	0.94
TiO_2	3.91	3.84
MnO	0.12	0.10

I 鶴見分析

II 八木分析

第二表を第一表と比較するに、其差は極めて小にして、實驗上の誤差の範圍内を出ず。故に第一表に與へたる Al_2O_3 の少量なるは本雲母の特質と確定するを得べし。

雲母族中 ¹⁾Manganophyllite は Al_2O_3 の量 10 % に充たざる者多し、然れ共本雲母の含む Mangan は分析表に示すが如く極めて少量にして、本雲母の Manganophyllite に

入るべき者にあらざるは明かなり。

雲母族の化學分析の結果より、如何なる分子式を表記し得るかの問題は、現今に於ける 礦物學上の難問の一にして、最近本問題解決に曙光を認むるを得るに至りたれども、斯學専門學者は猶深甚なる考慮をめぐらしつゝあり。

1) J. Jakob, Z. X. 61, 155~163. 1924.

雲母族中、標式的 Muscovite は、其成分中に鐵及び苦土を缺くか或は不純物として取扱ひ得る如き少量を含むのみなるを以て、此等の成分を多量に含む Phlogopite, Biotite 或は Lepidomelane の如き種類に比すれば、問題は簡單なり。故に此種の雲母に就きては其研究後者に比して遙かに進捗し、最近の X 線研究の結果によれば、殆んど満足なる結果に達着し得たりと言ふを得べし。然れども Muscovite と雖も、天然に産する者にて鐵及び苦土を稍々多く含む者につきては、標式的 Muscovite に對して行へると全く同様の説明にては満足し得べきや明かならず。如何となれば鐵及び苦土に富む Biotite 屬につきては猶未解の問題の存するあればなり。

六連島産 Anomite は此未決問題の存する特種に屬するを以て、其分子式も未だ充分解決するに至らず。故に茲には其考察の経路を記述し諸賢の高教を仰がんとす。

化 學 分 子 式

Muscovite 先づ順序として Muscovite より考察せん。近年に於ける Muscovite の化學分析は Jakob,¹⁾ Kunitz²⁾ 其他の諸氏の行へる者あり。Jakob は最も慎重に數多き Muscovite を分析し、其結果より錯鹽論に従ひ該雲母中には 5 種の異なる成分の存在すべきを認め、吾人の Muscovite と稱する者は其 2 種以上の者の混合固溶體なりと論ぜり。彼の 5 種成分式なる者を見るに、最近の研究による X 線分析の結果とは互に相容れ難き者あるが如し。チューリツヒに於ても最近雲母の X 線研究を開始する由なれば、此等の關係も自から明となる期は遠からざるべし。

⁴⁾ ソルボン大學の Mauguin は、X 線分析により雲母の單位格子の價を決定

1) J. Jakob, Z. X. 62, 443~453, 1925., 64, 430~454, 1926., 69, 403~410, 1929., 69, 511~515, 1929., 70, 493~496, 1929.

2) W. Kunitz, N. J. Min. B. B. 50. 413, 1924.

3) J. Jakob, Z. X. 72. 327~380, 1930.

4) Ch. Mauguin, Bull. Soc. Fran. Miner. 51, 285~332, 1928.

し、其中に存在すべき分子数を推定し、之れに立脚して既に行はれたる雲母の化學分析より、1分子中に含まる、O+F 原子は 12 個なりとの現象を発見せり。此性質は Muscovite のみに限らず、雲母族全般に亘りて見らるゝ者なり。此結果は雲母の分子式と其結晶構造とを考究せしむる上に重要な一現象にして、これが爲めに其後の研究は著しく促進せられたり。即ち米¹⁾の Pauling は Mauguin の結果につきて考慮し、更に自己の實驗の結果を加味して Muscovite の結晶構造を考察するに成功せり。猶引き續きマンチエスターに於ける Bragg 學派の Jackson 及 West は Pauling と獨立の研究により同様な結果を發表せり。此等 3 氏研究の單位格子の價を表示すれば第三表の如し。

第 三 表

	Mauguin	Pauling	Jackson and West
$d_{(001)}$	$9.94 \times 2 \text{ \AA}$	—	19.95 \AA
a	5.17	5.19 \AA	5.18
b	8.94	8.99	9.02
c	10.06×2	20.14	20.04
(a,c)	$98^{\circ}6'$	96°	$95^{\circ}30'$
發表年次	1928	Feb., 1930	Dec., 1930
	Muscovite from Balizon-en-Lubersac.	Fuchsite	Muscovite from Hundholmen.

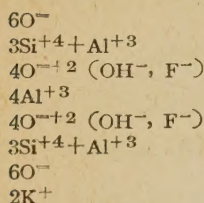
此等の價より Jackson 及 West の與へたる單位格子の容積は $932 \times 10^{-24} \text{ \AA}^3$ にして、其中に存する分子は 4 個なり (Mauguin の場合には 2 個となるも $d_{(001)}$ を 2 倍して 4 個とするを適當とす)。

而して Pauling の決定せる、Muscovite の底面に平行なる、原子排列面中に存在する原子の種類と其數は、第一圖の如し。

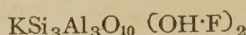
1) L. Pauling, Proc. Nat. Acad. Sci. 16, 123~129, 1930.

2) W. W. Jackson, J. West. Z. X. 211~227, 1930.

第一圖

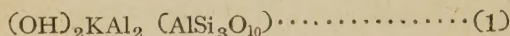


Muscovite の原子は第一圖の如く排列し
且つ Mauguin の述べたる如く、1 分子中に
酸素原子 12 個存する者とせば、Muscovite
の分子式は



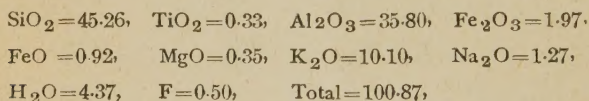
と記するを得べし。然れどもアルカリ金属

原子の數に相當する Al は、Si の位置を置換し得るとの結晶構造上の意味をも示さんとせば次式は一層可ならん。



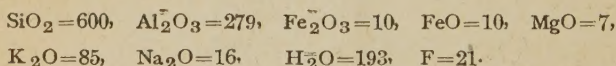
以上述べたる X 線分析より得たる單位格子の容積中に、天然産 Muscovite の化學分析より、(1) 式に相當する化學式を作りたる者が、4 個存在するや否やを檢せんとす。

Миаск 産 Muscovite を Kunitz の分析せる結果は

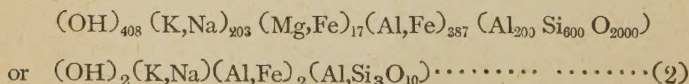


なり。

此化學分析の結果より分子比を算出する場合に、 SiO_2 に對して便宜上 600 となす様に他の成分を算出する時は



なり、これより實驗式を算出せんに Fe_2O_3 は Al_2O_3 に加算し、 $\text{FeO} + \text{MgO}$ は他の量に比して極めて少量なるを以て、之を除去する時は次式を得



即ち X 線の考察より導かれたる (1) 式と一致す。又 (2) 式の分子量は

M=399.8 なるを以て Mauguin の與へたる單位格子の價より

$$\frac{V \times \rho}{1.64 \times 10^{-24}} = 1595.8$$

なるを以て單位格子中の分子の數は

$$n = \frac{1595.8}{399.8} = 4.01$$

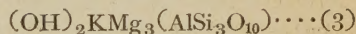
即ち 4 個なり。故に X 線により見出せる資料と天然産 Muscovite の化學分析の結果と一致するを見るべし。

Phlogopite. 次ぎに Phlogopite に就きて考察せん。Phlogopite を Muscovite と比較して異なる主なる點は、前者の含む Al_2O_3 の量少く、 MgO の量多き爲めなり。故に Pauling の考察せる Phlogopite (Pauling はこれを Biotite と言ふも Phlogopite と言ふを適當とす) の結晶構造は Muscovite に於ける主要 Al_2O_3 を MgO にて置換せる者なり、即ち第二圖の如し。

第 二 圖

第二圖より Muscovite の場合の如く化學

分子式を求むる時は



を得。今本式を Muscovite の (1) 式と比較する時は、酸素原子 12 個を含むは共通なるも、金屬原子の數は Phlogopite の場合は 8 個

なるに對して、Muscovite の場合は 7 個なり。此の關係は天然產雲母族の化學分析全般に通じて見らるゝ所にして、鐵及苦土を含まざる種類と、此等を多量に含むものとの間に見らるゝ重要な差異なり。

Mauguin のマダガスカル Ambotoabo 產 Phlogopite より得たる單位格子の恒數は

$$\begin{aligned} d_{(001)} &= 10.08 \times 2 \text{ \AA}, & a &= 5.32 \text{ \AA}, & b &= 9.21 \text{ \AA}, \\ c &= 10.24 \times 2 \text{ \AA}, & (a \cdot c) &= 100^\circ 2 \end{aligned}$$

なり。此 X 線分析を行へる雲母につき Orcel の化學分析を行へる者ある

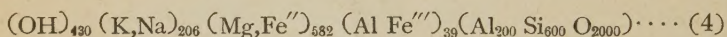
も、其發表せる者には活字の誤植ありて、茲に使用する能はず、故に余等は Penfield の分析せる Rossie の Phlogopite の化學分析を代用せんとす。其化學成分は

SiO ₂ =40.63,	TiO ₂ =1.16,	Al ₂ O ₃ =13.04,	Fe ₂ O ₃ =1.12,
FeO=7.62,	MgO=21.47,	K ₂ O=10.14,	Na ₂ O=0.57,
H ₂ O=2.47,	F=4.00,	BaO=0.04,	Total=102.26

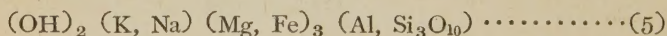
此化學成分より Muscovite の場合の如く SiO₂ を 600 とせる分子比を算出する時は

SiO ₂ =600,	Al ₂ O ₃ =113,	Fe ₂ O ₃ =6,	FeO=94,	MgO=476,
TiO ₂ =13,	Na ₂ O=8,	K ₂ O=96,	H ₂ O=122,	F=186,

これより實驗式を算出する時は次の如し。(但し TiO₂ は 2 價金屬の酸化物中に算入せり。次に述べんとする Biotite 及 Anomite の場合も同様なり其理由は後に記せん。)



上式に於て Si を置換したる (Al+Fe''') の残余は (Mg+Fe'') と共に類別し得る者とせば次式を得べし。



即ち Pauling の理論式と一致す。

今 (4) 式より分子量を算出すれば $M=444.19$ なり、比重は $\rho=2.950$ なるを以て

$$\frac{V \times \rho}{1.64 \times 10^{-24}} = 1776.8$$

$$\therefore n = 4.00$$

即ち單位格子中に存在する (4) 式に相當する分子は 4 個なり。故に Phlogopite の場合には X 線資料より得たる考察と、化學分析より得たる結果と、一致すと言ふを得べし。

以上述べたる所を以て雲母族中、Muscovite と Phlogopite とは X 線分

析より導ける結晶構造上の考察と、天然礦物の化學分析の結果との間に、満足し得べき連絡を取り得たりと言ふを得べし。然らば同様な方法を以て苦土のみならず、鐵の含量多き Biotite に就きて、同様な結果をもたらし得るかを檢せんとす。

Biolite Ural, Tscherbarkul 産 Biotite は Mauguin の X 線分析を行ひたる者にして、其單位格子の恒数は次の如し。

$$d_{(001)} = 10.03 \times 2 \text{ \AA}, \quad a = 5.30 \text{ \AA}, \quad b = 9.21 \text{ \AA}, \\ c = 10.16 \times 2 \text{ \AA}, \quad (a \cdot c) = 99.^\circ \quad \rho = 3.043,$$

この雲母に就きて Orzel の化學分析を行へる結果は左の如し。

$$\text{SiO}_2 = 37.40, \quad \text{TiO} = 1.61, \quad \text{Al}_2\text{O}_3 = 13.23, \quad \text{Fe}_2\text{O}_3 = 7.09, \\ \text{FeO} = 12.77, \quad \text{MgO} = 13.30, \quad \text{Na}_2\text{O} = 0.38, \quad \text{K}_2\text{O} = 11.18, \\ \text{H}_2\text{O} = 3.50, \quad \text{total} = 100.46$$

この分析の結果を Phlogopite の場合の如く分子比を算出すれば、

$$\text{SiO}_2 = 600, \quad \text{Al}_2\text{O}_3 = 125, \quad \text{Fe}_2\text{O}_3 = 43, \quad \text{TiO}_2 = 19, \quad \text{FeO} = 171, \\ \text{MgO} = 321, \quad \text{Na}_2\text{O} = 6, \quad \text{K}_2\text{O} = 115, \quad \text{H}_2\text{O} = 187$$

なり。今 Phlogopite と相似なる化學式を作れば、

$$(\text{OH})_{374} (\text{K}, \text{Na})_{212} (\text{Mg}, \text{Fe}''', \text{Fe}'', \text{Ti})_{397} (\text{Al}_{250} \text{Si}_{600} \text{O}_{2000}) \\ \text{or } (\text{OH})_{1.87} (\text{K}, \text{Na})_{1.21} (\text{Mg}, \text{etc})_{2.99} (\text{Al}_{1.25} \text{Si}_{3.00} \text{O}_{10.00}) \cdots \cdots (6)$$

を得、此場合 Fe''' は全部 Fe'' と同様に取扱はざるべからず、而して Al に對して、猶 0.25 の餘りあり。今 (6) 式より分子量を算出すれば $M = 498.8$ なり。而して單位格子の恒数と其比重より

$$\frac{V \times \rho}{1.64 \times 10^{-24}} = 1816.9$$

なるを以て、單位格子中の分子數を見出せば

$$n = \frac{1816.9}{498.8} = 3.64$$

を得て 4 を得る能はず、故に茲に余等の分子式と 假定せる者は適當なる者にあらざるか、或は Mauguin 氏の與へたる單位格子値が小に失せるか、二

者何れかに歸せざるべからず。

猶其他 Biotite の 5 種の代表的化學分析に就きて, Phlogopite 理論式を Biotite の場合にも適應し得るやを検せり。然れども皆満足なる結果を得る能はざりき。殊に Al_2O_3 の量 SiO_2 に比して可なり過剰を呈し, 其剰余の Al は Fe''' と共に結晶構造上 2 價原子と共に取扱はざるべからざる困難を生じ, 且つ猶之等成分の間に簡單なる原子比を見出すを得ざるなり。又一般に H_2O^+ の量少く, 分子式に $(\text{OH})_2$ を記するに不充分なるは, 又一つの注意を要する所なり。

第 四 表

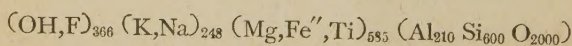
Biotite の產地	$V \times 10^3$ 1.64×10^{-24}	化學式より得たる分子量	單位格子中に存在すべき分子數
Lukmanier*	1723.7	477.7	3.61
Loderio *	1735.7	453.3	3.82
Vol Calanca*	1787.6	496.0	3.60
Gotthard*	1800.2	486.7	3.70
Tscherbarkul	1816.9	498.8	3.64

* これ等産地の Biotite の化學成分は Niggli, Lehrbuch der Mineralogie II, S. 331 を参照せられたし。

Anomite. 最後に六連島産 Anomite に就きて其分子式を考察せん。其化學成分は第一表に示せるが如し。これより分子比を算出すれば

$\text{SiO}_2=600$, $\text{TiO}_2=43$, $\text{Al}_2\text{O}_3=87$, $\text{Fe}_2\text{O}_3=18$, $\text{FeO}=92$,
 $\text{MgO}=449$, $\text{Na}_2\text{O}=38$, $\text{K}_2\text{O}=86$, $\text{H}_2\text{O}^-=54$, $\text{H}_2\text{O}^+=122$,
 $\text{F}=14$.

なり。この分子比より Phlogopite の理論式と同様な式を作らんとせば Ti は Mg に加算し, H_2O^- は H_2O^+ に加算せざるべからず, 其結果は次の如し。



にして Phlogopite の理論式と略々合致し, 其分子量 $M=398.6$ と比重 2.966

を用ひ、本雲母の單位格子の容積を Biotite のそれと略々同様なる者と假定して、其中に存在すべき原子數を算出すれば

$$\frac{V \times \rho}{1.64 \times 10^{-24}} = \frac{1770.9}{498.6} = 3.95$$

なる値を與へ、Biotite の場合と異なり、muscovite 及 phlogopite と同様に、單位格子中に四個の分子存在すと言ふを得べし。

Anomite の化學成分上より考察して、其成分は普通の Biotite より Phlogopite の方に稍々近ける者と考ふるを得べきも、Mauguin の與へたる Biotite の單位格子の値に對しては、上記の化學的一般性質を満足する能はざるを以て、Mauguin の Biotite に對する單位格子の恒數は再檢する必要を感ず。今回の考察より導かるゝ結論としては、其恒數は稍々小に失するにはあらざるか。

F. W. Clarke は化學的立場より上記 3 種の雲母に對し次の分子式を與へたり。

Muscovite	$\text{Al}_3\text{KH}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$
Phlogopite	$\text{AlMg}_3\text{KH}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$
Biotite	$\text{Al}_2\text{Mg}_2\text{KHSi}_3\text{O}_{12}$

この 3 式に於て Muscovite と Phlogopite とは結晶構造上より導ける者と一致すれども、Biotite の式は未だ X 線分析の結果より論及せられざる形なり。今假に本式を化學成分上分子式として可能なりとし、其分子量を以て第四表第二縱列の値を除する時は、4.12~4.35 の値を與へ、4 より遠かるが如しと雖も、天然產黑雲母に於ての如く、Fe を以て理論式の Mg 及 Al を置換する時は、分子量を増すを以て、分子數は 4 に近づくものと思ふを得べし。然る時は Clarke の Biotite に對する分子式は、實際の者に近きものにはあらざるかを思はしむ。

要するに Anomite の化學分子式は、Muscovite 及 Phlogopite の場合の

如く、單位格子中に四分子を含有し、其分子式は Phlogopite と略同型のものならんとは考へ得らるゝも、未だ決定し得るに至らざるなり。恐らく Phlogopite と Biotite との固溶體にはあらざるかと推察せらるゝも、Biotite 分子式未だ判明せざる今日に於て何等細論に立ち入る能はざるなり。但し本論は六連島産 Anomite にも Ural 産 Biotite の單位格子の値を用ひ得ると假定せる場合なり、筆者の一人は高根學士と共に既に本 Anomite の單位格子の概測を終り、更に普通 Biotite との關係をも知るを得たれば近日更に其結果を報告せん。

鹽基性岩石熔融物の物理化學 的性質に對する溫度の影響 (2)

理學士 可兒 弘 一

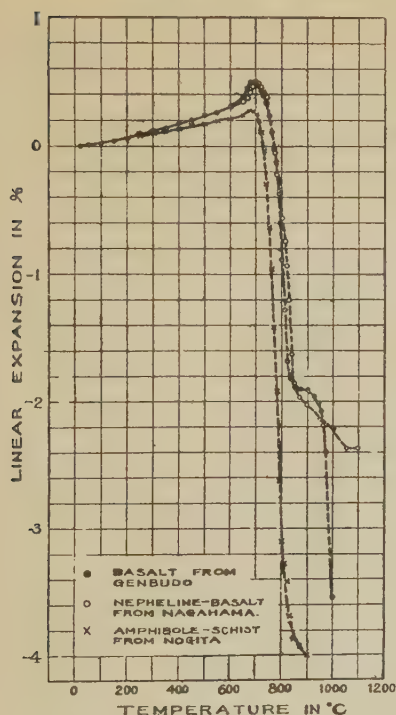
熱 膨 脹

實驗裝置は示差膨脹計及び余の考案せる裝置の二種にして、試料は空氣中にて冷却せる熔融物の直徑 7 mm 長さ 20 mm のものを使用し、また加熱速度は熱的變化を測定したる場合と同様に 3 分に 10°C の割合なり。

第四圖は示差膨脹計による測定結果を示し、特徴ある傾向を示す玄武洞産玄武岩、長濱産霞石玄武岩及び野北産角閃片岩熔融物に就ての曲線を掲げたり。何れも約 650°C より急激に膨脹し始め、溫度上昇と共に順次粘度を減少し、裝置に附屬する發條の壓力の爲めに、試料は形を變じ約 700°C より見掛の收縮を示す。然して約 850°C より其の收縮緩慢となる。其れ以上の溫度にては曲線の傾向相違す。即ち玄武洞産は約 950°C より再び著しき見掛の收縮を示し、長濱産は溫度上昇と共に不規則なる曲線を與へ、野北産は約 700°C 以上に於て見掛の收縮著しく 900°C 以上は測定不可能なり。元村産の曲線の傾向は玄武洞産に類似し、神浦産は野北産に類似す。然るに曲線の收縮緩慢となる約 850°C は球顆狀結晶が析出する溫度に相當し、再

び収縮甚大となる約 950°C は其の結晶が分解する温度に相當するなり。

第 四 圖



示差膨脹計による熱膨脹曲線

平衡錘は支點の左右の重量を平衡ならしめ試料をして自由に膨脹或は収縮をなさしむる役目をなす。

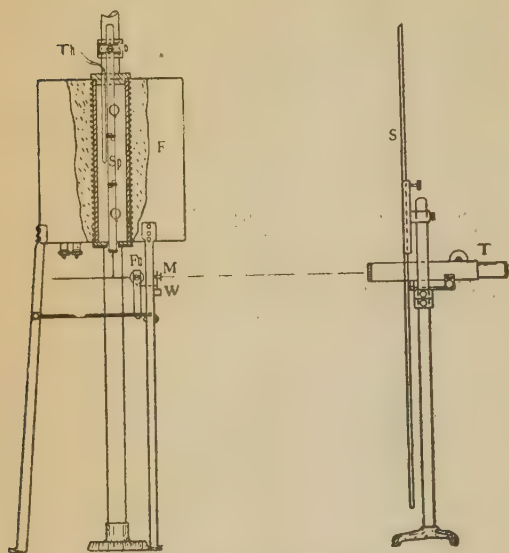
本装置による測定値の精密度を確める爲めに、豫備的二實驗を行へり。第一の實驗は試料の代りに石英ガラスを用ひ、同一なる方法にて取りつけ、温度を上昇しつゝ其の膨脹率を測定せり。然るに其の値は僅少にして實驗上の誤差の範圍内に在り、石英ガラスの影響を考慮する必要なきを知れり。第二の實驗はブラジル産石英の側軸 a の方向に就きて熱膨脹を測定せり。

上述の如く示差膨脹計を使用する場合は約 700°C 以上は眞の値を表はさざるを以て、其の缺陷を除かんが爲めに第五圖に示すが如き装置を用ひたり。

装置の主要なる部分は電氣爐 (F), 石英ガラス (Q), 試料 (Sp), 白金-白金ロヂウム熱電對 (Th), 支點 (Fu), 鏡 (M), 平衡錘 (W), スケール (S), 及び望遠鏡 (T) なり。試料と石英ガラスとの接觸部は圖に示すが如き切込みをつけ、ニクロム線にて固く縛りつけ固着せしめ、上部の石英ガラス管は固定し、試料の膨脹或は収縮を下部の石英ガラスに傳達し、望遠鏡にてスケールの目盛を讀取なり。平

從來石英の熱膨脹に關しては二三の文献あり。余の測定値と Le Chatelier¹⁾の値とを比較するに著しく相違すれども、神津教授²⁾の値とは非常によく一致し、470°C に於ては全く一致し、600°C に於ては差異僅かに 0.017% に過

第五圖



新膨脹測定裝置

ぎず。神津教授の値より温度の變化による面角の値を算出し、其の値を Rinne の直接に測定せる面角の値とを比較し、著しくよく一致することを示せり。³⁾これを以て本裝置の精密なることを實證するに足るべし。

本裝置の缺點は試料の取付け方法著しく煩雜なることにし

て更に改良を要することなり。

第六圖は實驗結果を示す。各々の曲線に就て觀察するに曲線の傾向何れも類似し、約 650°C より急激に膨脹し始め、約 800°C にて收縮に轉じ、約 850°C にて收縮緩慢となり、再び約 950°C より急激に膨脹す。尙約 1050°C 附近にて急激なる膨脹稍々緩慢となるものあり。然して實驗結果は示差膨脹計

1) H. E. Boeke, W. Eitel, Grund. Phys. Chem. Petrographie, S. 166. 1923 Berlin.

2) S. Kôzu, S. Saeki, Sci., Rep. Tôhoku Imp. Univ., Ser. III, Vol. 2.

3) 神津似祐, 高根勝利, 岩石礦物礦床學, 第一卷, 第三號, 昭 4 年。

による結果(第四圖)に比し、比較的満足なるものなり。即ち第四圖に於ける約 $700^{\circ}\text{C} \sim 850^{\circ}\text{C}$ に於ける收縮は、膨脹及び收縮が約 800°C を境として行

第 六 圖

はるゝことを知

り、また約 950°C

以上の收縮或は

不規則なる曲線

は、試料が著し

く軟化して形を

變ずるを以て、

其の測定値は信

頼し能はざれど

も、曲線の傾向

より約 950°C より

急激に膨脹

し、約 1050°C 附

近にて其の方向

を變ずるを知り

得べし。

熱膨脹曲線

(第六圖)、熱的

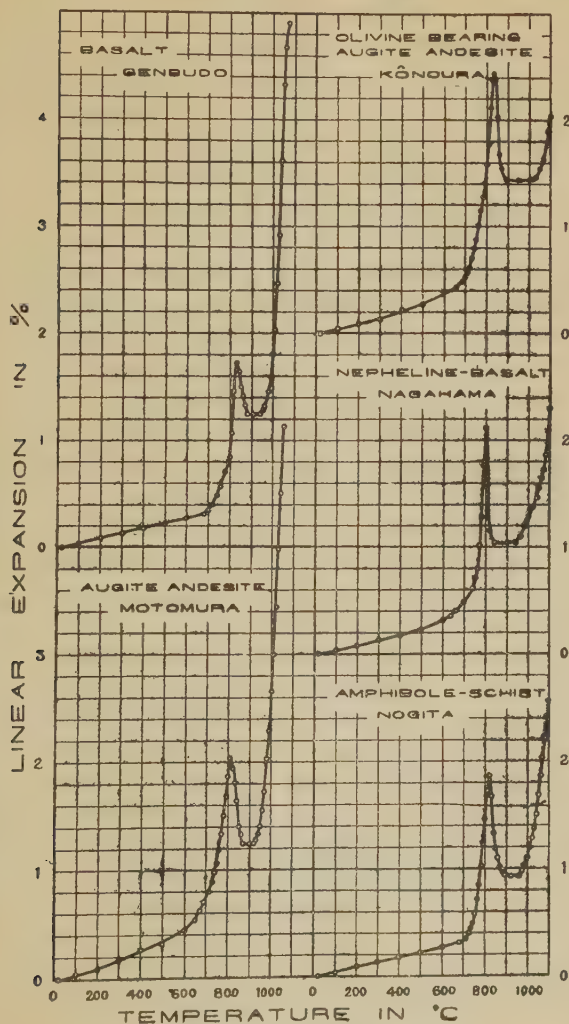
變化を示す曲線

(第一圖)及び顯

微鏡的觀察の結果

(第二表)を比

較對稱すれば第



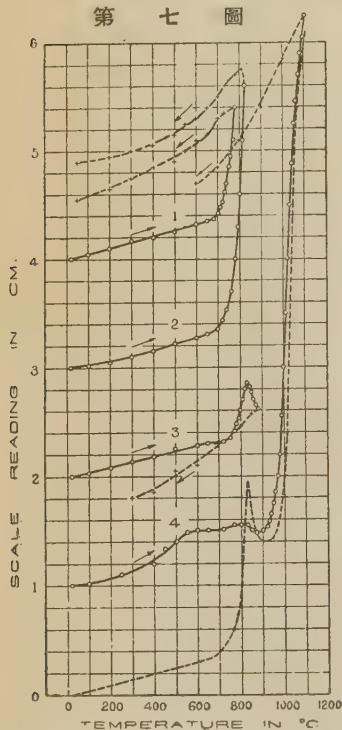
新膨脹測定装置による熱膨脹曲線

第 三 表

熱膨脹，熱的變化及び顯微鏡的觀察の結果の比較

熱 膨 脹	熱 的 變 化	顯 微 鏡 的 觀 察
約 650~800°C に於ける急激なる膨脹	約 750~800°C に於ける吸熱	
約 800~850°C に於ける收縮	約 800~850°C に於ける發熱	球顆狀結晶析出
約 950°C より急激なる膨脹		球顆狀結晶分解
約 1050°C 附近にて急激なる膨脹緩かとなる	約 1000~1050°C に於ける發熱	結束狀結晶析出

第 七 圖



同一試料を繰返して加熱
したる加熱及び冷却曲線

三表に示すが如し。

上表に示せるが如く，約 650~800°C の間に於て膨脹率最も大なる約 750~800°C に吸熱變化を伴ふことは明かになりたれども顯微鏡的には説明すること不可能なり。約 800~850°C に於ける收縮は球顆狀結晶析出し發熱を伴ふ温度に一致す。急激に膨脹し始むる温度約 950°C は殆んど熱的變化を認むる能はざれども，球顆狀結晶分解し始むる温度なり。次に急激なる膨脹緩かとなる約 1050°C は結束狀結晶析出し，發熱變化を伴ふ温度に相當するものなるべし。

第七圖は玄武洞産玄武岩熔融物の

同一試料を種々なる温度(770°C, 820

°C, 830°C, 1100°C) に繰返して加熱し，測定したる結果にして，スケール

の讀取數と温度との關係にて表はすものなり。然して最下端の點線にて表はす曲線は第六圖より再録せり。曲線 1 に於て冷却曲線は加熱曲線に一致せざれども約 650°C に析點を生ず。曲線 2 は曲線 1 に其の傾向類似すれども、 650°C 以上に於て膨脹率稍々小なり。曲線 3 は約 $650^{\circ}\text{C}\sim 720^{\circ}\text{C}$ に平坦なる部分あり、 720°C にて急激に膨脹す。以上三曲線に就て觀るに 770°C に於ける膨脹率は順次減少し、スケールの讀取數は各々 1.2 cm, 1.0 cm, 0.48 cm なり。曲線 4 も亦平坦なる曲線を示し 830°C より收縮す。上述の如く加熱を繰返すと共に約 650°C より 830°C までの膨脹率は順次減少し、其れと共に膨脹及び收縮の二現象が平衡状態にあるが如き平坦なる部分を生ずるは興味あることなり。

6. 鹽酸に對する溶解度

實驗試料は立武洞産立武岩熔融物にして、水冷せるものと空氣中にて冷却せるもの、二種を使用せり。然して其等の熔融物を電氣爐中に入れ、水流ポンプにて減壓にし、窒素瓦斯を通じ、次に 30 耗の減壓にして、種々なる温度に一時間恒温に保ちて急冷せり。

實驗方法は一定の大きさの試料 3 瓦をとり、20%の鹽酸水溶液 100 c.c 中に入れ、常に 98°C に保つ如く裝置せる湯浴中に一時間浸したるもの、残渣を

第 四 表

粒の大きさ (メッシュ ユ)	試料採取 量 (瓦)	一時間後の 殘量 (瓦)	一時間後の 溶解量 (瓦)	處理中の外觀	一時間處理後の 残渣の外觀
17-25	3	1.7276	1.2724		黑色粒僅少
25-39	3	1.5608	1.4392	約50分後は外觀不變	黑色粒僅少
39-52	3	1.5340	1.4660	約40分後 "	殆んど白色粒
52-72	3	1.5314	1.4686	約30分後 "	白色粒のみ
72-100	3	1.5312	1.4688	約25分後 "	"
100-120	3	1.5312	1.4688	約25分後 "	"

秤量し、鹽酸に對する溶解度を決定せり。

實驗に使用する適當なる粒の大きさ及び鹽酸水溶液に浸す時間を決定する

目的を以て實驗を行へり。其の結果は第四表に示す。

表に示すが如く粒の大きさが小となると共に順次溶解量を増し、52~72 メツシュにて一定となり、處理中の外觀不變となる時間は順次短縮し、52~72 メツシュにては約 30 分なり。故に本實驗には粒の大きさは 52~72 メツシュ 處理時間は一時間を以て適當と認めたり。

第五表は空氣中にて冷却したるものに就ての實驗結果なり。

第 五 表
加熱温度と溶解度との關係

加 熱 温 度	試料採取 量 (瓦)	溶 解 量 (瓦)	溶 解 度 (%)	残 渣 の 外 觀
熱處理せざるもの	3	0.7249	24.16	白色粒と黑色粒とを混ず。
900°C	3	0.0155	0.52	黑色粒にして處理前と區別 なし。

第六表は水冷したる熔融物に就ての加熱温度と溶解度との關係、濾過液及び残渣の化學分析表を示すものなり。

第 六 表
A. 加熱温度と溶解度との關係

加 熱 温 度	試料採取 量 (瓦)	溶 解 量 (瓦)	溶 解 度 %	残 渣 の 外 觀
熱處理せざるもの	3	1.4686	48.95	白色粒のみ
600 °C	3	1.4492	48.31	"
650 °C	3	0.4779	15.93	黑色粒と白色粒
700 °C	3	0.2862	9.54	僅かに白色粒を混ず
840 °C	3	0.0204	0.68	黑色粒のみ
950 °C	3	0.0340	1.13	"
1050 °C	3	0.0596	1.99	"

B. 熱處理せざるものゝ残渣の化學分析表

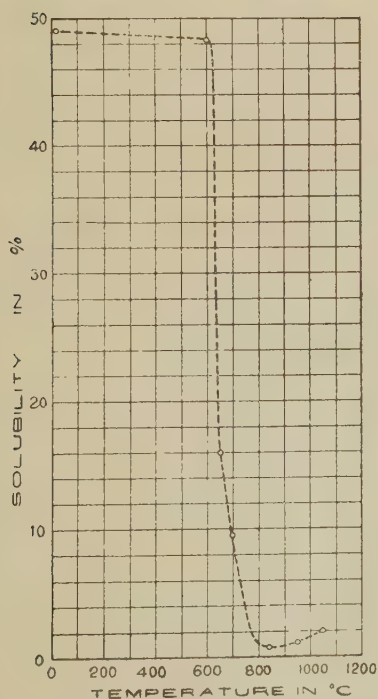
加熱温度	試料採 取量 (瓦)	残渣 (瓦)	SiO ₂	Al ₂ O ₃ +Fe ₂ O ₃ + TiO ₂	CaO	MgO	残 量
熱處理せ ざるもの	3	1.5314	1.4951	0.0330 (Fe ₂ O ₃ ・TiO ₂ は痕跡)	痕跡	痕跡	0.0033

C. 瀘過液の化學分析表

加熱溫度	試料採取量 3瓦に就ての 溶解量(瓦)	SiO ₂	Al ₂ O ₃ +Fe ₂ O ₃ +TiO ₂	CaO	MgO	殘 量
熱處理せ ざるもの	1.4686	0.0070	0.9045	0.2595	0.1812	0.0970
650°C	0.4779	0.0076	0.3196	0.0834	0.0452	0.0223
700°C	0.2862	0.0070	0.1758	0.0559	0.0352	0.0117
840°C	0.0204	0.0032	0.0940	0.0051	0.0023	0.0004
950°C	0.0340	0.0032	0.0171	0.0040	0.0060	0.0037
1050°C	0.0596	0.0152	0.0209	0.0019	0.0165	0.0051

第八圖は水冷したる熔融物の加熱溫度と溶解度との關係を表はす。

第 八 圖



水冷したる熔融物の加熱溫度
と溶解度との關係を示す曲線

水冷したるまゝのものは其の溶解度 48.95% にして、其の殘渣は多量の SiO₂ (97.62%), 少量の Al₂O₃ 等よりなり、他の成分は殆んど溶解す。600°C に一時間加熱したるものは殆んど變化なく、650°C に於て急激に減少し、840°C 度に於ては僅かに溶解度 0.68% となり、然して 950°C 及び 1050°C に於ては順次に増加す。また各々の成分の溶解量は CaO が 840°C より溫度上昇と共に溶解量を減少するものを除きては、何れも上記のものと同様な關係を有し、600°C~650°C の間の溫度より減少し始め、840°C にて最小値を

示し、溫度以上に於ては僅かに増加す。此の如く 840°C にて溶解度最小に

達するは熱的變化，顯微鏡的觀察の結果等より結晶析出に基因するものなるべく，また各々の成分の難溶解性より直接或は間接に結晶作用に關係したるものなるべし。CaO が 840°C より 1050°C まで順次易溶解性になるは約 1000°C に於ける結晶析出に關係を有するものならん。

上述の如く熱膨脹は約 $650^{\circ}\text{C}\sim 800^{\circ}\text{C}$ に於て急激に行はれ，其の膨脹率著しき約 $750^{\circ}\text{C}\sim 800^{\circ}\text{C}$ に於て吸熱變化を伴ひ，また約 $800^{\circ}\text{C}\sim 850^{\circ}\text{C}$ に於て收縮し發熱變化を伴ふ。これに反して鹽酸に對する溶解度は $600^{\circ}\text{C}\sim 650^{\circ}\text{C}$ より 840°C 迄に連續的に減少し，各々成分の溶解度も亦連續的變化を示すを以て，約 650°C の温度より既に結晶作用行はるゝとなさざるべからず。従て約 $650^{\circ}\text{C}\sim 800^{\circ}\text{C}$ に於ける膨脹或は吸熱變化は結晶作用と同時に進行するゝ分子の分離 (molecular dissociation) に基づくものと考へらるべし。然して結晶作用に基づく收縮或は發熱變化は其れに比し比較的僅少なるを以て，曲線上には表はれざるものならん。第七圖の説明に於て述べたるが如く約 $650^{\circ}\text{C}\sim 800^{\circ}\text{C}$ の間の温度に加熱を繰返すと共に，其等の温度に於ける膨脹率は順次減少し，また其等の膨脹率の減少と共に平坦なる部分を生ずるは膨脹及び收縮の二現象が平衡の状態にあるものなるべく，其れよりしても約 650°C より結晶作用と molecular dissociation とが同時に行はるゝものと考へらるべし。

更に第五表と第六表とを比較するに空氣中にて冷却せるものゝ溶解度は水冷せるものに比し遙かに小にして，前者は後者の 600°C と 650°C の溶解度の中間に位す。此は空氣中にて自然に冷却したる程度にては冷却の過程に於て，結晶作用に關與するなるべし。

7. 結 論

1350°C にて熔融したる二種の玄武岩，二種の安山岩及び一種の角閃片岩の熔融物に就て，常温より 1050°C までの熱的變化，顯微鏡的觀察，熱膨脹，

鹽酸に對する溶解度等の實驗を行へり。熱的變化は温度僅かに相違するとは雖も、何れも類似し、次の四變化が主なるものとす。

1. 約 $700^{\circ}\text{C}\sim 750^{\circ}\text{C}$ に於ける發熱
2. 約 $750^{\circ}\text{C}\sim 800^{\circ}\text{C}$ に於ける吸熱
3. 約 $800^{\circ}\text{C}\sim 850^{\circ}\text{C}$ に於ける發熱
4. 約 $1000^{\circ}\text{C}\sim 1050^{\circ}\text{C}$ に於ける發熱

約 $700^{\circ}\text{C}\sim 750^{\circ}\text{C}$ に於ける發熱は酸化によるものならん。

約 $750^{\circ}\text{C}\sim 800^{\circ}\text{C}$ に於ける吸熱は molecular dissociation によるべく、熱膨脹及び鹽酸に對する溶解度の測定結果、結晶作用は約 650°C より始まり其れと同時に molecular dissociation 行はるゝものにして、結晶作用に伴ふ發熱變化は比較的僅少なるが故に曲線上には表はれざるものならん。

約 $800^{\circ}\text{C}\sim 850^{\circ}\text{C}$ に於ける發熱は結晶析出によるものなり。顯微鏡的には加熱せざるものと殆んど區別し得ざるものあるも、熱的性質の類似より恐らく超顯微鏡的極めて微小なる晶子を生ずるならん。

約 950°C に於ては熱的變化は認められざれども、熱膨脹及び顯微鏡的觀察の結果、結晶或は晶子は分解作用を起す。

約 $1000^{\circ}\text{C}\sim 1050^{\circ}\text{C}$ に於ける發熱は前記のものと異なる結晶或は晶子の析出によるべし。

鹽酸に對する溶解度は加熱温度に著しく影響するものにして、水冷したるまゝのものは大部分 SiO_2 よりなる残渣を残し、他の成分は殆んど溶解するに反し、加熱温度 650°C より急激に溶解度を減少し始め、加熱温度上昇と共に順次難溶解性となり、 840°C にては殆んど溶解せざるに至り、再びそれ以上の温度に於て僅かに溶解性となる。此は工業上の立場よりも興味あるなり。また空氣中にて自然に冷却したるものゝ溶解度は水冷せるものに比し遙かに小にして、前者に於ては冷却の過程中、結晶作用に關與するこ

とを意味す。

終りに臨み、本研究の進行は偏に遞信省電氣試験所第五部長 小川若三郎氏、同技師貞清立龜氏の御厚志に依るものなり。神津俣祐先生には御懇篤なる御指導を賜はりたり。茲に謹みて謝意を表す。又實驗の勞を煩したる森安靜太氏及び同室諸氏に對し深甚の謝辭を呈す。

本溪湖産石炭の低温度に於ける酸化に就て (3)

石炭の酸化或は加熱による CO_2 の始發温度

理學士 鶴見志津夫

本報に於ては第2報に於けると同一の目的を以て測定せる本石炭の酸化或は加熱による CO_2 の始發温度の變化に就て述べ、次で既に記載せる諸實驗の結果に基き本石炭低温度に於ける酸化現象に論及せんとす。

1. 酸化石炭の CO_2 の始發温度と酸化温度との關係。此關係を求むるに當り、先づ (1 ± 0.025) g の試料を第1報¹⁾に於けるが如き方法にて内徑 1.9 cm の容器に取り、之を所定の温度に於て1時間空氣々流中にて加熱酸化し、酸化に依る重量變化（第1次重量變化）を測定せり。次にかくして得たる酸化試料は容器より取り出す事なく、そのまゝにて CO_2 の始發温度の測定に使用せり。而して測定の方法は第2報²⁾に於て述べたるものと同様にして、其加熱速度は5分間に 10°C なり。猶ほ此目的には通常 $300^\circ \sim 320^\circ\text{C}$ まで加熱すれば充分なるも、酸化石炭を空氣々流中に於て5分間に 10°C 上昇の速度にて一定の温度まで加熱酸化せしめたる際の重量變化（第2次重量變化）を測定せんとし、始發温度測定の終了せる後も加熱を續

1) 岩石礦物礦床學 5, 29, 昭和6年。

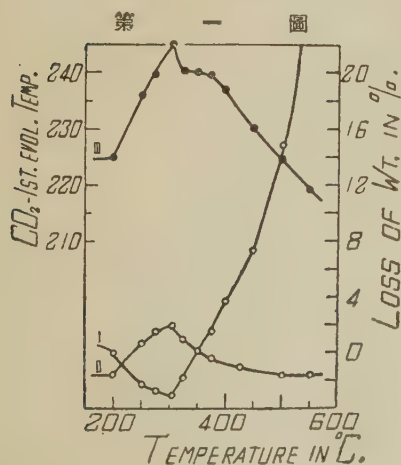
2) 岩石礦物礦床學 5, 72, 昭和6年。

け、360°C まで上昇せしめたり。360°C に達すれば直ちに加熱を中止し、

第 一 表

酸化温度 °C	CO ₂ の 始發温度	重量變化(減失量%)	
		第 1 次	第 2 次
200	224.9	- 0.10	- 1.62
250	236.1	- 2.37	0.62
275	239.1	- 2.80	1.52
300	244.4	- 3.06	1.81
305	245.2	- 3.11	1.85
310	242.8	- 2.67	1.27
325	240.1	- 1.85	0.90
350	240.0	0.12	0.08
375	239.0	1.44	- 0.45
400	237.0	3.64
425	233.1	5.16	- 1.04
450	230.2	7.36
500	224.8	14.94	- 1.74
550	219.3	26.30	- 1.70

(-)の記號は増量を示す



I. 第 I 次重量變化
II. 第 II 次重量變化
III. CO₂ の始發溫度

300°C まで冷却するを待ちて試料を取り出し、充分冷却して秤量せり。

第 1 表は本實驗の結果を示せるものにして、第 2 次重量變化は酸化試料を基準として算出せるものなり。

第 1 表に於て明かなるが如く、第 1 次重量變化の傾向は第 1 報に於ける加熱中に於ける重量變化¹⁾並に空氣中或は濕潤なる空氣々流中に於て 30 分間加熱せる際の重量變化の傾向と全く同一にして、酸化時間を 1 時間とするも猶ほ第 1 報に於て述べたるが如き關係を持続する事を示すものなり。

酸化石炭の CO₂ の始發溫度は酸化溫度 200°C なる時には元石炭と異なる事なく、それより始發溫度は酸化溫度の上昇に伴ひて 305°C に達するまで次第に上昇し、305°C を最高として急

1) 岩石礦物礦床學 5, 34, 昭和 6 年。

2) 岩石礦物礦床學 1, 123, 昭和 4 年。

激に下降するに到れり。

第2次の重量變化は大體に於て第1次の重量變化と反對の傾向を示すものなり。即ち酸化温度 200°C の時には猶少量の増量を示すも、それより酸化温度の上昇に伴ひて 305°C に到るまで急激なる減少を示し、同温度より増量の傾向に變じて 500°C に到り、それより略一定値に達するもの、如し。

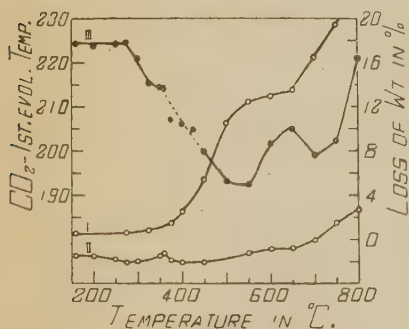
上述の諸變化を圖示すれば第1圖の如し。

以上の實驗は一定の温度にて1時間づつ加熱酸化せる際の諸變化を測定せるものなり。次に加熱の様式を變じ5分間に 10°C の速度にて所定の温度迄上昇せしめ酸化せる際の CO_2 の始發温度の變化に就て述んとす。其の方法及結果は次に表記するが如し。

1) 5分間に 10°C 上昇の速度にて 200°C まで加熱し直ちに冷却せるものの CO_2 の始發温度を同加熱速度の下に測定せるに、 CO_2 の始發温度は 224.7°C なり。此場合は 300°C まで加熱せり。

2) (1) に於て 300°C まで加熱せる石炭の CO_2 の始發温度を測定せるに、 237.8°C なり。此場合は 350°C まで加熱せり。

第 二 圖



I. 第I次重量變化
II. 第II次重量變化
III. CO_2 の始發温度

3) (2) に於て 350°C まで加熱せる石炭の CO_2 の始發温度を測定せり。此時の始發温度は 246.4°C なり。此場合は 400°C まで加熱す。

4) (3) に於て 400°C まで加熱せる石炭の CO_2 の始發温度を測定せり。其始發温度は 264.2°C なり。

此結果を見るに、 CO_2 の始

發温度と最高加熱温度との關係は 1 時間一定の温度にて加熱酸化せる前實驗の場合とは全く趣を異にし、始發温度は最高加熱温度の上昇に伴ひ次第に上昇せり。

2. 水素氣流中に於ける石炭の加熱温度と CO_2 の始發温度との關係。水素氣流中に於ける加熱は酸化の場合と異り、試料は之を小ボートに取り豫め所定の温度に加熱せる燃燒管中に挿入して水素氣流中にて 30 分間加熱せり¹⁾。(第 1 次の重量變化を測定す)。加熱試料は之をボートより取り出し、粘結せる際には粉碎しその $(1 \pm 0.025) \text{ g}$ を内徑 1.9 cm の容器に取り、之を用ひて前實驗と同様に其 CO_2 の始發温度並に第 2 次の重量變化を測定せり。

第 二 表

第 2 表はかくして得たる結果

加熱温度 °C	CO_2 の 始發温度	重量變化(減失量%)	
		第 1 次	第 2 次
160	224.4	0.55	— 1.34
200	223.7	— 1.43
250	224.3	— 1.78
275	224.6	0.61	— 2.11
300	221.0	0.47	— 2.05
325	215.3	0.85	— 1.97
350	214.5	1.00	— 1.56
360	214.2	1.24	— 1.34
375	207.0	1.47	— 1.92
400	206.0	2.53	— 2.15
425	204.8	3.44
450	199.7	5.40	— 2.09
500	193.4	10.52
550	193.0	12.44	— 1.29
600	201.8	12.86
650	204.9	13.52	— 0.80
700	198.9	16.46	0.08
750	202.3	19.46	1.53
800	220.9	22.38	2.61

にして、第 2 圖は上記 3 性質の變化と加熱温度との關係を圖示せるものなり。

第 2 表及第 2 圖に於て明かなるが如く、水素氣流中に於ける 30 分間の加熱による重量の變化即ち第 1 次重量變化は加熱温度 500°C 以下に於ては既に記載せるものと異なる所なく、その他外觀上の變化に於ても亦同様なり而して 360°C に始れる急激なる減量の傾向は 550°C 附近まで繼續し、それより漸く緩慢となり、

(一)の記號は増量を示す

1) 岩石礦物礦床學 1, 120, 昭和 4 年參照。

2) 岩石礦物礦床學, 1, 121, 昭和 4 年。

650°C より再び急激となるものなり。

CO₂ の始發温度は加熱温度 275°C に達するまで加熱による變化を認むるを得ず。それより CO₂ の始發温度は加熱温度 550°C に到るまで急激に下降し、550°C より却つて上昇し 650°C に到り再び下降し、700°C より再び上昇せり。

第2次の重量變化は加熱温度の上昇に伴ひ 275°C に達するまでは増量の傾向を示し、同温度より減量の傾向を取り 360°C に到り、それより再び増量の傾向に變じ、400°C 附近を最大として再び減量の傾向を來すものなり。而して此減量の傾向は 650°C より著しく急激となるものゝ如し。

3. Vitrain の CO₂ の始發温度と酸化温度との關係。本石炭より取り出

第 三 表

酸化温度 °C	CO ₂ の 始發温度	重量變化 (減失量%)	
		第 1 次	第 2 次
200	233.2	- 0.14	- 1.43
250	235.7	- 2.68	0.32
275	241.1	- 3.08	1.10
300	243.5	- 3.16	1.35
325	241.9	- 1.75	0.00
350	241.2	0.08	- 0.23
400	240.9	2.73	- 0.80
450	230.0	5.71	- 1.49

せる Vitrain に就て第1實驗と

同様の實驗を試みたり。その結果は第3表に示すが如く、大體に於て第1實驗の結果と同一なり。

因に此 Vitrain は厚さ 1~10 mm の層をなして本石炭中に存在し、その研磨面或は薄片を顯微鏡下にて觀察するに、レンズ狀極

(-) の記號は増量を示す

めて微細なる Fusain を挾雜するを認む。

實驗の結果に對する考察

上述の如き酸化石炭の CO₂ の始發温度及酸化石炭を更に加熱せる際の重量變化 (即ち第2次重量變化) の酸化温度に對する關係は、曾つて本誌

- 1) 本石炭の最も光澤ある成分炭にして、質脆弱漆黑色にて殆んど腐植炭のみよりなるものなり。
- 2) Mother of coal 或は Native charcoal と稱せらるゝものにて、光澤なく木炭に見るが如き植物組織を保存す。

上にて發表せるクロロホルム抽出量及揮發分其他の研究に見るが如く、約¹⁾ 200°C 及 305°C に於て急に變化するを見るなり。200°C 以下に於ては兩性質とも元石炭に於けると殆んど異なる所なきを以て、此温度以下の酸化は主として酸素の物理的吸収に基くものなるを知るべし。上記 CO₂ の始發温度及第2次重量變化の 200°C 附近及 305°C に於ける變化は甚だ著明にして CO₂ の始發温度は 200°C より 305°C までの温度にて酸化せる石炭に對しては漸次高まるも 305°C 以上の温度にて酸化せるものに對しては下降す。又第2次重量變化は 200°C~305°C 温度にて酸化せる石炭に對しては減少の傾向を示し 305°C 以上の温度にて酸化せるものに對しては増加の傾向を示す。而して CO₂ の始發温度が上昇する原因は酸素の吸収並に燃焼による易燃性物質の減失に基くものと推定するを得べし、既に論じたるが如く、²⁾ 酸化に際し重量變化の生ずる原因も亦此現象に他ならず。而して CO₂ の發生狀態より推定するに、³⁾ 燃焼狀態が 305°C に於て特に變化せりと考ふる能はず。又第2次重量變化の 305°C を界として變化せる現象は、305°C 以上の温度にて酸化せる石炭が却つて酸素の吸収能力を増加するものと見るを得べし。上記の事實より 305°C 以上に於ては酸素の吸収はそれ以下の温度に於けるが如く行はれず、爲に此温度以上にて酸化する際には重量は却つて減少の傾向を示し、酸化石炭の CO₂ の始發温度は降下の傾向を示すものと考ふるを得べし。此推定は5分間に 10°C 上昇の速度にて常温より徐々に加熱せる際、305°C 以上の温度まで加熱せる石炭の CO₂ の始發温度が降下を示さる事實と符合す。蓋し徐々に加熱酸化せしめたるが爲に酸素の吸収が充分行はれしによるものなるべし。

1) 岩石礦物礦床學 1, 330, 昭和4年。

2) 岩石礦物礦床學 1, 230 昭和4年 5, 34, 昭和6年。

3) 岩石礦物礦床學 5, 71, 昭和6年。

次に水素氣流中にて加熱せる石炭の CO_2 の始發溫度及第 2 次重量變化の狀態を見るに 270°C 附近に於て急激なる變化を示し、本石炭が既に此溫度附近に於て或る種の分解を起す事を察知せしむるものなり。加熱中に於ける重量變化が $260^\circ\text{C}\sim 270^\circ\text{C}$ にて其狀態を僅少ながら變化せしは此分解¹⁾の影響なるべし。猶ほ上記兩性質及第 1 次重量變化は共に 550°C 及 650°C 附近に於て加熱溫度に對する關係を變じ、低温乾餾現象の終息及高温乾餾現象の開始を示すもの、如くなれども、是等に關しては未だ實驗の盡きざる所多く此處に論及する能はざるを以て更に後日の機會に譲らんとす。

擧筆に際し終始懇篤なる御指導を賜はりし神津先生に深甚なる謝意を表し、併せて本溪湖の石炭を惠與せられし本溪湖日支合辦煤鐵公司並に筑豊炭田に於ける試料を送附されし三原、内藤兩理學士に深謝するものなり。

研究短報文

北海道層雲別溫泉ラヂウムエマナチオン含有量

理學士 田中館秀三

序 說 大正 14 年余は在旭川市大雪山調査會より、石狩川上流層雲別溫泉の研究を委囑せられたるを以て、同年夏東北帝國大學地球物理學教室濱田秀則、早川數馬兩理學士に托し、ラヂウムエマナチオン含有量を測定せり次に其結果を大正 13 年以來余がなせる同溫泉調査の 1~2 項と合せて記述すべし。

位置 此溫泉は石狩川上流、大雪山火山群の北麓峽中にあり。旭川市よりは石北線にて上川驛に至り、こゝより自動車約 207 km にて層雲別峽の層

1) 岩石礦物礦床學 5, 230, 昭和 6 年。

2) 田中館秀三、大雪山調査概報(其三)地質學雜誌, 大正 14 年 10 月刊。

雲別温泉に着す。此處には荒井温泉(現今鹽谷温泉と稱す)及第七師團療養所(普通師團温泉と云ふ)とあり。

地質 此附近は主として古生層頁岩を基底とし、これを被覆する巨大なる柱狀組織を示せる流紋岩族の火山岩よりなる。流紋岩及ペペリノ岩は古生層を刻める成年の谷を流下せるものにて、谷壁 700 m の標高より 900 m に及ぶ厚層をなせり。現在の谷はこの火山岩層を深く刻み、更に前流紋岩時代の谷底を 100~150 m 丈け削剝せり。温泉湧出點は標高 700 m 以下の谷底部にあり。而して(1)古生層を貫く安山岩質集塊岩(2)集塊岩附近の古生層(3)河床の砂利より湧出せり。又湧出點は一直線に排列して裂隙より湧出するを思はしむることあれど、又不規則に排列する場合もあり。

ラヂウムエマナチオン含有量 第壹表の如し。

第 一 表

番 號	湧 出 點	エマナチオン含有量 (マツヘ/立) (大正14年8月濱田,早川測定)	溫度 °C (大 正13年8月田 中館測定)
(1)a	師團温泉(古生層段丘上)	0.83	76.0-90.5
(2) b c	橋下小川の右岸集塊岩崖 橋の直下 稍々下流噴湧泉	1.02 0.90	73.0 93.0
(3) d e f g	現今の鹽谷温泉下石狩河岸 自炊宿舍背後 河岸大浴場背後下流の方 河岸大浴場背後上流の方 河岸大浴場背後最も下流	1.02 2.52 1.30 2.00	60.0 67.0 62.0 62.0
(4) h i	元加藤温泉現今登仙閣湯元 元加藤温泉河原の下流の方 元加藤温泉河原の上流の方	0.41 0.72	46.0 46.0
(5)j	國澤温泉(元飯田温泉)	0.90	28.0

各湧出點記載

(1) 師團温泉は現今の鹽谷温泉と小支流を隔て、南方にあり。古生層臺地 5ヶ所に湧出し。多くは附近に小池をつくれり。此古生層より湧出する

温泉中、湧出量の最大なるものは1分間5斗を下らず。皆 H_2S の臭を有せり。今此湧出量最大なるものを普通師團温泉と稱せり。此温泉に就きて陸軍二等藥劑官小川清美氏の分析せる結果は第二表の如し。

師團温泉、無色透明、硫化水素臭を有し、鹽味あり、弱アルカリ反應を呈す。

第 二 表

比 重	1.0008(15°Cに於て)	
蒸發殘渣	0.9764(グラム/立)	
溫 度	89°C(氣溫 8°C)	
化學成分	KCl	0.0463
	NaCl	0.0869
	Na_2SO	0.2041
	$NaHCO_3$	0.4215
	$Ca(HCO_3)_2$	0.0520
	$Mg(HCO_3)_2$	0.0006
	SiO_2	0.1885
	CO_2	0.0242
	H_2S	0.0003
		1.2169

以上の分析表より該温泉は、アルカリ泉に分類せらるべきものなるを知る。

(2) 師團温泉と現鹽谷温泉との間を東北に流下する小支流の右岸、橋下の集塊岩崖に併列せる湧泉なり。就中最高温度 93°C を示すもの c は崖上に鹽狀の陥没池を形成し、其中央より盛に H_2S の臭氣ある温泉を湧噴せり。毎分湧量

1斗2升なり。此等は皆現今コンクリートにて湧出口を閉ぢられたり。

(3) 現鹽谷温泉の下、石狩河の河岸集塊岩の崖上の數ヶ所より湧出せり。此等の湧出點は現今同温泉自炊宿舍及大浴室の背後に當る。毎分湧出量は d は 8 升, e は 2 升なり。d 及 f の湧出點に於ては地表に淡水の混入するあり。故に比較的溫度低く、エマナチオン含有量も少なきならん。

(4) 登仙閣の湯元はもと河原の中にあり、温泉は大石の間より湧出し、其附近は赤褐色にして含炭酸鐵礦泉の湧出を見たり。湧出口は 2 ありて數十 m 相距れり。

(5) 大正 2 年 4 月以來古生層中の東西裂隙より湧出し、著しく H_2S の臭を有し、白色沈澱物を浮べたり。

結 論 以上各所に湧出するものゝ中(1)(2)(3)の温泉は化學成分同様な

るが如し。而して、湧出點の地質は異なるも、恐らくは同じく古生層を貫く集塊岩附近より來るものなるべし。これ等に就きて見るに、高温度のものはエマナチオン含有量は多く、低温度のものは少し。また化學的及び物理的性質の異なる(4)の温泉及び(5)の冷泉にありては、エマナチオン含有量少なし。

今次に北海道に於ける現今迄測定せられたる温泉のラヂウムエマナチオン含有量を見るに次の如し。

湯の川(石津) ¹⁾	3.02~13.21	根崎(石津, 中村) ²⁾	2.16~5.54
留之湯(中村)	0.62~0.78	鹿部(中村)	0.55~6.43
青山及宮川(石津)	0.54~1.63	登別(石津)	0.18~0.68
カルルス(石津)	0.37~0.57	定山溪(石津)	0.72~0.92
層雲別登仙閣(h,i)	0.41~0.72	雲層別(師團及鹽谷)a-g	0.83~2.52

以上の外北海道に於ては二股温泉³⁾の如きはラヂウムエマナチオン含有量頗る大なりと目せられ居るも、未だ湧出點に於て直接測定せしことなし。故に含有量の最大なる温泉は何處にあるや明かならざれども、現今迄の調査の結果を綜合すれば中村博士⁴⁾が已に推論せるが如く、渡島半島にはエマナチオンの含有量大なる温泉多し。而してこれに次ぐは石狩地帯の東部にある層雲別地方の温泉なり。

1) R. Ishidzu, The Mineral springs of Japan, 1915.

2) 中村左衛門太郎, 北海道大沼附近諸温泉のラヂウムエマナチオン含有量, 本誌第4巻第4號昭和5年10月。

3) 脇水鐵五郎, 北海道二股温泉の放射性石灰華, 地學雜誌大正11年1月刊。

4) Saem. Nakamura, On the distribution of radioactive mineral springs in Japan. Proceeding of the Third Pan-Pacific Science Congress, Tôkyô, 1926.

評論及雜錄

フラツグ氏珪酸鹽類礦物の結晶構造概論 (5)

理學士 高根勝利

10. 珪酸鹽中の同像的置換

珪酸鹽の結晶構造の大きさを決定するに當り、O 原子の演じたる獨特なる作用及び Si 又は金屬原子が O 原子のなす正多面體群中に詰めらるゝ状態によりて珪酸鹽の化學式中に於て O 原子に或種の重要性あるを知れり、こは X 線分析の結果が有効に用ひらるゝまでは知るを得ざりき。珪酸鹽中の同像的置換は甚だしく複雑にして、その End Component の化學式を指示し、實際の結晶は之等成分の同像的混合物なりと考へてその中間化合物の化學成分を説明せんとする企はしばしば試られたり。過去に於ける之等の企の大部分は O 原子の重要性を全々看過したりしが如し。

若し先章に記述せる結晶構造をとりて考ふるとせば、一般に單位格子中の O 原子の数は一定にして、之がその構造の特有の性狀を呈せしむるを知るべし。多くの場合、その充填は甚だ密にして單位格子中に余分の O 原子を挿入せしむるが如き空隙はなかるべし。之を逆に考ふれば金屬原子或は Si 原子の周りの O 原子正多面體群の何れかを破壊せては單位格子中より O 原子を取り去ることは不可能なるべし。他方に金屬或は Si 原子の相對的數量には廣範圍の變化ありて、一元素とそれと等原子價を有する他の元素との間の置換の外に、原子價を異にする原子間の交換あり、その標式的例は古くより知られたる長石中の Na Si の Ca Al による置換なり。例へば Al は Pyroxene 及び Amphibole 中にては O 原子四回群中の Si の位置を

とると同時に同一結晶中にて六回群中の Mg を置換するなり。Mg, Mn 及 Fe は勿論常に互に交換可能なり。Ca 及 Na は殆んど等體積を占有し互に交換さる, K と Ba も之と同様なり。結晶構造中の正負の原子價の總和は平衡せざるべからずとの條件に従ひて, 結晶中の凡ての電荷は同時的に作用して同一族に屬する礦物の化學成分に甚だしく變化あるものを生ずるに至る。

West と筆者とは「或珪酸鹽礦物の結晶構造」なる論文にて O 原子の重要性につきて注意を喚起せり, 即ち「この論文に於て, 化學成分に廣範圍の變化あるも礦物學者が一の礦物種に屬せしめて分類せる各珪酸鹽系列を O 原子聚合型の特徴を基礎として考察せり。而して X 線分析の結果珪酸鹽の化學式は先づ單位格子中に適當數の O 原子を含む如く訂正すべきを知れり。

しかれども斯の如く珪酸鹽化學式中の O 原子の重要性を強調して, 金屬及 Si 原子が單に O 原子聚合が全體的に結合する如く構造中の任意の場所に挿入され得るものなりとの暗示を試みたるにはあらず。唯結晶構造中の原子價が平衡を保つことが原子の數と比とに關する唯一の制限なり。O 原子聚合中には或一定の位置ありて, その各位置には互に交換し得る原子群を以て充されざるべからず。寧ろ結晶構造の單位中には一定數, N 丈の O 原子を含む如くせば珪酸鹽の化學式を最も都合よく表すを得べし。一般にその單位中には Si 或は Al の占有すべき X 個の位置が存在し, その互に置換すべき範圍には一般的な制限あり。位置 Y は Mg^{++} , Fe^{++} , Al^{+++} , Fe^{+++} によりて占有され得るものにして, Z は Na^{+} , Ca^{++} 時に K⁺ の如き大原子にて占有さるべきものなり。加之正原子價の總和は負原子價の總和と平衡を保たざるべからず。上述の制限の範圍内に於て化學成分の變化を生ず。F 及 OH 群は O と同様に行動し, それ等の總和は (一定の礦物中にては) 一定

なり。

この法則は絶對的なものにあらずして單位格子中の O 原子数の一定性に關しても、金屬原子数の一定性に關しても、共に例外あり。X 線分析の結果簡明せられたる所によれば、Mullite の單位格子はそれと同像的な Sillimanite の $\text{Al}_8\text{Si}_4\text{O}_{20}$ に比し $\text{Al}_9\text{Si}_3\text{O}_{19\frac{1}{2}}$ を含むが如し。これを比較せば知らるゝ如く Sillimanite 中の或 O 原子は Mullite 中に缺けざるべからず。Warren は Amphibole 中に於ける同像的置換を説明せり、之をこゝに¹⁾は簡潔に引用すべきを以て、更に 原論文を 參考されんことを推む。理想的

第 七 表

Mica の成分 (Mauguin)

數字は單位格子の 1/4 中に存在する各元素の原子數を示す。

	Margarite (Chester)	Muscovite	Lepidolite (Maharitra)	Phlogopite (Ambatoabo)	Biotite (Tschekbarkoul)
d ₀₀₁	9.56 Å	9.91 Å	9.88 Å	10.08 Å	10.03 Å
a	5.12 Å	5.17 Å	5.20 Å	3.32 Å	5.30 Å
b	8.90 Å	8.91 Å	8.95 Å	9.21 Å	9.21 Å
c	9.73 Å	10.06 Å	10.06 Å	10.24 Å	10.16 Å
(a,c)	100°8'	98°6'	100°8'	100°2'	99°3'
Si	2.12	3.00	3.70	2.79	2.80
Ti	0.04	0.09
Al	3.80	2.84	1.26	1.49	1.17
Fe	0.12	0.05	0.001	0.40
Fe	0.07	0.14	0.80
Mg	0.03	0.04	0.01	2.60	1.49
Ca	0.71	0.015
Mn	0.01	0.02
Li	0.08	0.05	1.58
Na	0.24	0.08	0.58	0.12	0.06
K	0.74	1.05	0.94	1.07
H	2.02	2.22	2.44	2.08	1.75
F	0.03	0.2
O	12.04	11.99	11.9	12.2	11.85
金屬及 Si の和	7.11	6.89	7.91	8.12	7.88

Tremolite 構造中に空隙の場所ありて、K 或は Na 原子によりて占めらるべ

1) Op. cit,

2) Op. cit,

きを發見せり。その量は Si の一部が Al にて置換されたる時上記 Tremolite 分子式中の金屬原子の数が 7 より 8 に増加する量にて表はさる。之は單位格子中の金屬原子の總和の變化する例なり。然りと雖も、之等僅の例外によりて一般原理の價値が破壊せらるゝが如きことはなかるべし。

Mauguin の Mica に關する研究を引用して之を説明せん。Mauguin は多くの Mica の單位格子の大きさ、比重及化學式を決定せり。之等の測定によりて單位格子中にそれぞれの原子が幾個存在するかを計算し得るなり。Mauguin の數字は第七表に與へたり（全體の單斜單位格子中の數に對應せしむるにはこれ等の數字を 4 倍せざるべからず）。Mauguin は如何なる成分の Mica にても、 $1/4$ 單位格子中の O 原子の總和は 12 なることを指摘せり。その他の原子の比は廣範圍に變化す。その後の論文に於て F を含む Mica の研究を發表して、各原子の量が變化するにもかゝらず O と F との總和は 12 なることを示せり。

何れの場合に於ても、Mica の構造は 12 O の群を基礎として構成され、その中 2 つは OH 群にして、之等は F 原子にて置換することを得。Margarite 及 Muscovite に於ては金屬及 Si の和は 7, Lepidolite, Phlogopite 及 Biotite にては 8 なり。

各種の成分のより複雑なる多くの化合物が X 線によりて測定され、その結晶構造が分析さるれば、同像的置換の本性は明となるならんも、之等僅かの數字によりても X 線分析が如何によく Mica 礦物の成分を理解する助けとなるかを示すことを得べし。第七表の最後の列に、筆者が單位格子中の O 原子を 12 として、金屬及 Si 原子の和を計算せるものを掲げたり、それ等の數字は 7 及 8 に近似するを知るべし。

更に Berman¹⁾ の爲せる Melilite 群の成分に關する研究を簡單に記載して

1) H. Berman, Am. Min., 14, 389, 1929.

一例とせん。Berman は之の群の各員の化學成分を説明する爲め Schaller¹⁾ がこの群の End member を次の如く提唱せることを引用せり、即ち

Sarcolite	$\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{12}$
Soda-sarcolite	$\text{Na}_6\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$
Akermanite	$\text{Ca}_8\text{Mg}_4\text{Si}_9\text{O}_{30}$
Velardenite	$\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7$

之等成分の代りに Berman は次のものを提案せり。

A. $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7$	Gehlenite
B. $\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$	Akermanite
C. $\text{Na}_2\text{Si}_3\text{O}_7$	Soda-melilite
D. CaSi_3O_7	Sub-melilite 分子。

この Berman の初めの三員間の關係は異なる礦物中にて Al が一方に Si を置換すると同時に、他方に於て Mg を置換し、また Na が Ca を置換する方法を最も興味深く説明せり。化學成分中に極く少量入り來るところの最後のものは 2 Na が Ca を置換することを表せり。

これに反して Schaller の End member は廣範圍に變化する O 原子を有して、X 線分析にては甚だ不可能なるものたるを示す型のものなり。

Berman の論文は同像的置換が起り得る範圍を精密に研究せることによりて特に興味あるものなり。

X 線分析による新しき觀點を説明するには更に Tourmaline に關する²⁾ Machatschki の研究の如きを擧げ得るならんも恐らく上述のものにても重要な結果を示すに足らん。

1) W. T. Schaller, Bull. Min. Eng., 610, 109, 1916.

2) F. Machatschki, Z. Krist. 70, 211. 1929.

抄 録

礦物學及結晶學

1381, 蛇紋石の熱水變質 Wells, F. G.

橄欖石を水その他諸種の溶液と共に
100°~600°C, 1~310 氣壓の間に處理し
たれ共、橄欖石より蛇紋石へ變質の跡は
認むる能はざりき。然れ共蛇紋石は 375°
C, 219 氣壓の低きに於いても、珪化溶液
の作用によりて苦土炭酸鹽岩石、又は苦
土の溶液より形成せられ得る事を述べた
り。(Am. J. Sci., 18, 34~52, 1929.)
〔上田〕

1382, 菱苦土礦の加熱と溶解速度 本欄
1413 参照。1383, Na_2SO_4 の Polymorphism.

I. Thermal analysis. Kracek, F. C.

Thenardite Na_2SO_4 の加熱曲線には多
くの knick あり、これより次の五つの明
なる modification あるを知る。然れども
hysteresis のためにその遷移點を明に定
め得ず。

I. Mügge の發見せる high temperature
modification; Wyrouboff の δ

II. 短かき stable temperature interval
を有する highly birefringent phase.
(Mügge 發見)

III. Mügge 發見の "Altered thenar-
dite." Wyrouboff の γ

IV. Wyrouboff の β

V. Thenardite; Wyrouboff の α

(J. phys. Chem. 33, 1281~1303, 1929)

〔渡邊新〕

1384, Na_2SO_4 の polymorphism.

II. Thenardite の比重 Kracek, F. C.,
Gibson, R. E.

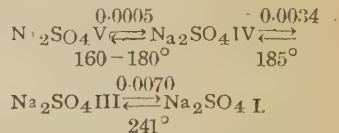
常溫常壓にて少くとも二つの Na_2SO_4
の modification あり。 Na_2SO_4 V (即ち
普通の Thenardite) 及び Na_2SO_4 III に
て、 $25.00 \pm 0.01^\circ\text{C}$ にて夫々 2.664 ± 0.001
及 2.697 ± 0.001 の比重を有す。(J. phys.
Chem. 33, 1304~1308, 1929)〔渡邊新〕

1385, Na_2SO_4 の polymorphism.

III. Dilatometer investigation.

Kracek, F. C., Gibson, R. E.

Dilatometer investigation により Na_2SO_4
の 180~260°C 間の transformation
を明にするを得たり。此等の變化は徐々
に起り、又試料の乾燥せるときは著しき
hysteresis を伴ふも、水分が存在するか又
は H_2SO_4 の痕跡ある時は極めて急激に
起る。此等相互の關係は次の如し



矢の下に數字は變化の溫度を、上の數字
は容積の變化を cm^3/gr にて示す。(J.
phys. chem. 34, 188~206, 1930)〔渡邊新〕
1386, 奥尻硫黃礦山地質調査概報 富田
芳郎。

奥尻島の地質の概要を述べ、礦床附近
に於ては、礦區は角閃花崗岩を以て外周
を繞らし、其内部には之を被覆する所謂
る上部第三系あり、この水成岩に伴ひて

輝石安山岩及其集塊岩の露出ありて之等は共に硫黄礦床を構成して礦區の主要部をなす。礦床は水成岩層の下部に介在して礦層をなし、其運礦岩と目すべきは安山岩質集塊岩にして各坑内に於て硫黄礦床と密接なる關係を有し、幌内坑の露天掘採礦場に於ては掘り残こされて高く丘阜をなし、隆起体と稱さるゝものありて、之が凝灰質頁岩に對して接觸變質を與ふるを見る。硫黄礦層はこの隆起体の上方及び側方に擴布せらる。この隆起体は集塊岩と共に礦層下盤の凝灰岩を以て構成せらるゝを以て、恐らく硫黄礦層の成生と前後して進出し、その際の火山作用に伴ひて噴出したる硫黄が礦床の源なるべし。而かもこの火山作用は礦床が礦層をなせることより考へて湖底に於ける水中火山活動と認むべく、硫黄分は水中に於て泥中に混入沈澱したるものなるべし、要するに本礦床は火口湖中の硫氣孔に生成せるものにして礦床の上盤に接近して生物の遺骸あることは恐らくは該火山活動の終熄期に行はれたるものなるべし。(地學, 42, 711~715, 昭5)(中野)

1387, 銅鑛製鍊中に於ける磁鐵鑛成生の原因 Vogel, F.

方程式及熱化學の研究から Fe_3O_4 の成生は

- 1) 送風時。(a). 1370° 以上に於ける Fe_2O_3 の分解。
- (b). SO_2 に依る硫化鐵の分解。
- 2) 送風後。送風時に於ける a. b. と
- (c). $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 = \text{Fe}_3\text{O}_4$
- (d). $4\text{FeO} \rightarrow \text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{Fe}$ (570° 以下)

に依ると考へらる。(Metallbörse, 20, 257~258, 1930)〔遠藤〕

1388, 上シレジャ産含砒方鉛礦に就て本欄 1403, 參照。

1389, ベルリウム礦の新發見 Doelter, C.

Steiermark (Köflach) に發見された Be 礦床は電氣石含有のベグマタイトにして同様な礦床はオーストリア及獨逸の他の地方にも知らるゝも經濟的には價値なし (Metallbörse, 20, 1323, 1930)〔遠藤〕

1390, 蒙古及び支那北部及び中部より産する黃玉結晶に就て 翁文灝, 王紹文。

著者等の測角研究せる No.1~No.5 の結晶には m (110), l (120), f (021), y (041), u (111), o (221), i (223) の諸面普通なる者にして、就中 l, f, y の發達良し。外國他の産地の黃玉には d (201) 普通に現はるれ共、現在5個の内 No.2にのみ見らる。又 No.3 に x (043) 1を見れ共極めて普通の面とは云ひ難し。但し他に例なきには非ず。No.4 は特別の晶癖を有し、斜方晶系の對稱を認め難く、その (776) なる面は他に見ざる新面なり。(Bull. Geol. Soc. China, 9, 105~118, 1930.)〔上田〕

1391, 紅玉中に於けるクロミウムの定量 O'Leary, W. J., Popish, J.

著者は次の如き容積定量法に依りて、紅玉の中のクロミウムを定量せり、即ち資料に約15倍の KHSO_4 を加へ白金坩堝中にて熔融し、之を sodium bismuthate にて酸化してクロミウムを chromate の形にし、 $\text{FeSO}_4 \cdot (\text{NH}_4)_2 \text{SO}_4 \cdot 16\text{H}_2\text{O}$

の標準液によりて滴定せり、之によれば Mysore, India, Ural Mountains, Zoutpansberg, Transvaal, 及び Macon County, North Carolina 産の紅玉には Cr_2O_3 が夫々 0.25, 0.17, 0.19, 0.10% 含有せらる。(Am. Min. 16, 34~36 1931)〔瀬戸〕

岩石學及火山學

1392. 岩石中のラヂウム含量 Piggot, C. S.

著者は 1929 年岩石中のラヂウム含量を測定して之を發表せるが今回本論文に於てこれを更に S. C. Lind 氏の Calibration factor を使用して訂正したるもの及び新に Maine 及 Greenland 産の岩石 11 種に就きて決定したる結果を表示せり。其結果によればラヂウムの含量は岩石の種類によりて頗る異なり、Georgia 産の花崗岩及 Main 州 North Jay 産の花崗岩の如く、明かにウラニウム礦物を認め得るか、又は著しき多色量を示す多量の黒雲母を含むものを除きては、一般岩石に含まるラヂウムの量は平均岩石一瓦中に 0.9×10^{-12} 瓦なりと云ふ。(A. J. Sc., 21, 28~36, 1931)〔加藤〕

1393. ペル I 海岸山系中の火成岩 Sueter, H.

ペル I 國北西部に於ける Küstengebirge に於ては太平洋式岩に屬する安山岩質火成岩は其の大部を占む、而してその岩漿分化の範圍は基性閃綠岩より花崗岩及花崗アプライトに至る程度の種類なり。本論文に於ては之等の火成岩並に本區域に於ける變質岩及水成岩の研究を記述し之

等をアンデスの他の部分に對比せり。

(Min. Pet. Mitt., 8, 281~317, 1928)〔加藤〕

1394. Cape Spencer 熔岩流中の分化に就て Lund, R. J.

著者は Cape Spencer 玄武熔岩流の厚さ約 500 ft なる各部分に就き各礦物含有 wt% 及び熔岩各部分の含有輝石の光學性質、含有斜長石の成分、又各部分熔岩の化學分析を行ひ、その $\text{FeO}:\text{MgO}$ 並びに $\text{Fe}_2\text{O}_3:\text{FeO}$ を求め、表面よりの厚さに從ひて是等諸性質の變化を研究し、次の如き結論を得たり。

Bowen の言ふ所の “fractionation” なる分化型は本熔岩流の結晶作用中有効なりと言ひ、結晶作用は熔岩流の基底部に於て斜長石成分 $\text{Ab}_{27}\text{An}_{73}$ より少しく calcic の時輝石と同時に始まり、結晶作用は上部に向つて進むにつれ、殘液は alkalic となり、從つて Sodic なる斜長石を晶出す、基底部に成生されたる輝石は原液より MgO に富み、從つて殘液は FeO に富むに至る。 MgO に對し漸く FeO を増せる輝石は約 411 ft の深さに達する迄續けり、されどこの位置以上となれば輝石は MgO に對し FeO の比の増加を示さず却て降下を示せり。結晶作用 361 ft の深さに進める時斜長石は $\text{Ab}_{35}\text{An}_{65}$ に達せり一方同成分の斜長石は又 61 ft の所に生まれり。結晶作用が更に進むに従ひ斜長石は段々 alkalic 成分となり、同時に輝石は MgO に對し FeO の比が段々に低くなり遂に約 248 ft の深さに至り殘溜液の最後のものは斜長石成分 $\text{Ab}_{62}\text{An}_{48}$ と輝石の $\text{FeO}:\text{MgO}$ の最も低き比

の成分のものを作り結晶せり。Fenner に依り假定されたる殘溜液の段々鐵分に富むてふ事は本熔岩流の結晶作用中にては指示されずと云へり。Am. Min. 15, 539 ~563, 1930)〔河野〕

1395, 北米合衆國オレゴン州 Malheur County の岩石學的並地質學的研究

Renick, B. C.

Owyhee 河に沿ふ地域の地質を述べ、中新世より第四紀に亘る各種水成岩、及火山岩を其等の層序に従つて岩石學的に縷述せり。地域の地質構造は一の背斜鼻 (Anticlinal nose) を成すに似て、其の趨行に平行に著しく斷裂せり。火山岩の内主要なる玄武岩は3時期に流出し、其等の下底に接する水成岩は其の爲めに熔燒せられ、赤色を呈し、固化せり。

之等玄武岩流の或る水底に流出したる事は、岩流の間に灰層及凝灰岩の水底堆積相を介在する事、特異なる杏仁構造及沸石 Heulandite の多量存在する事より知られ、又枕狀構造は之等岩流に發達し居らざれ共、之が常に水中起原の證據たらざる反證を擧げて水底流出説を支持し、然れば水底堆積物は玄武岩流の dry heat のみならず、堆積物に含蓄せられたる水分の氣化に據る熱水作用、氣體作用及び兩者の合作用に因つて其填充物質の酸化を助成せられ赤色を呈するに至れり。又或玄武岩は此の如き上昇蒸氣の爲めに、其輝石、橄欖石を變質せられて赤色相を形成せり。〔J. Geol., 38, 481~520, 1930〕〔上田〕

1396, Kamm Kapu Kaja-Kale の

響岩質粗面岩 Heritsch, H.

本岩は石基が曹長石—灰曹長石、玻礫長石、黒雲母及磁鐵礦より成り、斑晶は灰長石の 14~18% を含む酸性灰曹長石、橄欖石、透輝石なり。Angel 氏は粗面岩中の響岩質特徴を化學的に研究し、その分析結果は $\text{SiO}_2 = 57.99$, $\text{TiO}_2 = 0.95$.

$\text{Al}_2\text{O}_3 = 16.86$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 6.16$, $\text{FeO} = 1.62$, $\text{MgO} = 1.89$, $\text{CaO} = 2.39$, $\text{Na}_2\text{O} = 6.00$, $\text{K}_2\text{O} = 2.82$, $\text{H}_2\text{O} + = 2.06$, $\text{H}_2\text{O} - = 1.10$, $\text{P}_2\text{O}_5 = 0.20$, $\text{total} = 100.04$, にして Niggli Wert を算出するに Natronquarz, syenitische と Natronsyenitische Magma の中間に位す。更に著者は Niggli 氏に依る Norm 及び Mode を表示し、本岩は Quarz-Zahl を有するにも拘らず Quarz の殘るを示し、且つ Abt. A' 之等の計算法を記述せり。(Zbl. M. G. P. Abt. A. 499~501, 1930) 瀬戸〕

1397, Ukraine の Dolinskaja-Kriwori-Rg 地域の花崗岩 Tschirwin-sky, P.

Dolinskaja 地域には種々の花崗岩及び片麻岩發達せり。著者は斑狀黒雲母閃長花崗岩、細粒黒雲母花崗岩、赤色中粒花崗岩及び花崗岩中の含磁鐵礦閃長岩の分結塊に就きて、顯微鏡的記載を示し、造岩礦物石英、長石、黒雲母、角閃石、磁鐵礦、磷灰石、風信子礦の vol% 及び wt% を算出し且つ Myrmekit につきて論じたり、この Ukraine の花崗岩特にペグマタイト中には orthite を含有す。(Zbl. M. G. P. Abt. A. 502~508, 1930)〔瀬戸〕

1398, 1929/30 年の火山的事變無記名

亞米利加, 1929年12月17日 Aleutian 列島附近に震源を有する火山性地震合衆國各地及び其他に於て観測せらる。

Lassen 火山は一般に靜穩なり。El Salvador の San Miguel は 1930年1月末輕微の爆發を起し, Martinique の Pelée 火山は 1929年12月末には未だ活動中。

亞細亞, クラカトアは 1929年6月8日～8月28日の第9段の活動, 9月19日～10月7日の第10段の活動を経て, 12月7日には第11段の活動に入り, 年末迄に漸次勢力衰へたれ共, 1930年1月13日活動再起し, 5月7日更に活動を始め Anak Krakatau の南西 600 米に當り, 250 米の深所に新に開口せり。G. Raoeny (Java) は 1929年8月31日～9月19日の間に大火山口に變化を生じ, Bromo (Java) は 1929年8月7日に再び活動し 9月8日に及べり。又 Slamet (Java) は 1930年4月2日以来活動しつゝあり。

歐羅巴, 1929年12月13日のシシリ地震はエトナ火山と關係なき者の如し同火山の北東火山口は 12月4日爆發し, 主火山口も亦 12月4日～14日の間に噴煙を繰返し降灰せり。Lipari 群島については二三地震の記録を報ぜり。Stromboli の Sciarra 火山口の活動は 1930年2月5日高まり輕度の爆發降灰あり。

大洋洲, 布哇 Hualarai には前報の如き頻々たる地震あり。Kilauea は 1930年5月初めに於ては靜穩なり。

南極地方, Deception 島の錨所に於いて探検船スコレスビー號上より Wilkins の報ずる所によれば, 1930年1月3日同

所に地震あり海床に變化を生ぜりと云ふ。(Z. f. Vulk., 13, 114～121, 1930)

〔上田〕

1399, Guatemala, Santa Maria 火山の爆發 Sapper, K., Termer, F.

本報文は目撃者及び實地踏査者等の報ずる處を基にしたる者なり。即ち Santa Maria 火山は 1929年11月2日夜9時頃を以て大活動を開始せり。此の爆發は 1922年に形成せられたる Santiago と呼ぶ Staukegel の南腹より前後2回の灼熱雲を噴出せるを主活動とし, 翌3日に亘れり。此爆發火山口の下底には新たに熔岩柱の上昇し來れるを見る。本火山は 1928年5月14日の小爆發以來, 時々鳴動を發せる外, 概ね靜穩の狀態にありたる者にして, 住民は地震等により此災害を豫知する能はざりしと云ふ。

灼熱雲は 1902年5月8日 Pélée 火山のそれと類似の者にして, 著者等は兩者の諸性質につきて比較研究せり。又噴出物を報ぜる内に爆發の初期に浮石を出せる事に注意を惹き, NaCl を主とする赤色の附著物, 紫蘇輝石角閃石安山岩の噴石 2 個及び 3 個の安山岩質噴灰採集品の性質を記せり。(Z. f. Vulk., 13, 73～101, 1930.)〔上田〕

金屬礦床學

1400, 礦脈中に於ける黃鐵礦と滿鐵重石との關係 Guild, F. N.

礦石研磨面の顯微鏡的研究によれば, 一般に普通の礦脈に於ては, 黃鐵礦は最も早期に形成せられしものと考へらる。

然るに礦床がもし次第に高温成生のものに移れば、黄鐵礦よりも更に早期に硫砒鐵礦が形成せらるゝ事あり。亦著者の觀察せし Arizona 州 Las Guijas 礦山よりの礦石に於ては黄鐵礦と滿侖鐵重石とが認められ、兩者は互に反應せし痕跡は認められざるも、滿侖鐵重石を交代せる石英を更に後れて黄鐵礦が交代せるものあり。一般にこれらの滿侖鐵重石よりも早期に形成せる礦物を顯微鏡下に於て見出すことは困難のことなれども Lindgren 氏はもし錫石と滿侖鐵重石とが共生せる場合には明かに前者は後者よりも早期なることを指摘せり。夫故今これらの高温礦物の現出順序を考ふれば、錫石、滿侖鐵重石、硫砒鐵礦、黄鐵礦の順序となる。

(Am. Min., 15, 451~452, 1930) [中野]

1401. 上シレジャ産含砒素方鉛礦、閃亜鉛礦及黄鐵礦の顯微鏡的研究 Schneiderhöhn, H.

この研究の目的はこれらの礦石中にある含砒素礦物を識別することにして、黄鐵礦中には明かに顯微鏡下に見得る含砒素礦物は無けれども、方鉛礦及閃亜鉛礦中には Jordanit を含有し、この Jordanit 及び Meneghinit の方鉛礦に對しての識別方法を詳述せり。又白鐵礦は殆ど砒素を含有せざるに、黄鐵礦は之に反して多量の砒素を含み、この砒素含有のため殆ど光學的復屈折性を帶び、恐らくこれは gel の devitrification によりて形成されたるものなるべしと云ふ。(Chemie der Erde., 5, 385~395, 1930) [中野]

1402. Haufenreith 及 Arzberg 地

方鉛及亞鉛礦床に就て Seewann, L.

Haufenreith 礦床は千枚岩中に上下兩層となりて存在し、上層は主に方鉛礦よりなり、夫に附隨し磁鐵礦、黄銅礦、菱苦土鐵礦、石英、方解石及び重晶石等あり、下層は方鉛礦及閃亜鉛礦よりなる。

Arzberg 礦床は石墨片岩中にあり、方鉛礦、閃亜鉛礦、重晶石を主要なるものとし、之に附隨して磁硫鐵礦、黄銅礦及び白鐵礦を伴ふ。著者はこれら兩礦床が共に主として母岩の層理に沿ひ之を交代して生じたる交代礦床なるべき事を力説せり (Mitt. Naturw., 64, 236~253, 1929)

[中野]

1403. Colorado 州 Climax 礦床産輝水鉛礦の顯微鏡的研究 Slaples, L. W., Cook, C. W.

輝水鉛礦を經濟的に産する礦床は其例少なく、Climax 礦床はその著名なるものなり。本論文はこの礦床の成因を考察するための一手段として、主として礦床の顯微鏡的研究を行ひしものなり。最初にこの地方の一般地質及岩石の記載をなし、礦床に産する金屬礦物は輝水鉛礦、黄鐵礦、黄銅礦、水鉛格、滿侖鐵重石及び磁鐵礦等にして、之に附隨する非金屬礦物は石英、長石、兩雲母、螢石、燐灰石、金紅石及び黄玉等なり。輝水鉛礦は石英脈と共に母岩の裂罅中に不規則に胚胎するものにして、まづこの母岩の fracturing の原因を詳細に説明したる後、礦床成生の機構に移る。礦液は母岩を著しく變化せしめ recrystallization, silicification, sericitization 等の現象を呈せしむ。即ち上昇熱溶

液は 350°C 以上の高温度にして多量の mineralizer を含み、最初に高温性礦物たる黄玉を礦床の最下部に沈澱せしめ、この時溶液中にある silica は周囲の母岩を容易に珪化せしめて、ここに母岩の silicification を生ぜしめ、其後温度が 350°C 附近に下降せる時始めて膠朥状態の Silica となりて、母岩を珪化する代りに石英脈を形成し、molybdenum sulphide は jordisite として其中に含まれしものが温度の下降によりて石英脈の形成と共に輝水鉛礦として沈澱せしものなりと云ふ。又この上部低溫帯に於ては gass の發散著しく、主として CO₂ は長石と作用してそこに sericite を形成す。猶ほ著者は最後に礦床の垂直變化に就て詳論し大体に上中下の三帯に區別し、著しく silicification が發達して黄玉を含む帯を下部となし、中部は石英脈の發達せる帯にして、上部は sericitization の盛なる帯なりとす。(Am. Min., 16, 1~17, 1931)

〔中野〕

1404, 銅礦製鍊中に於ける磁鐵礦成生の原因 本欄 1387 參照。

1405, カタンガ, ロイデシヤ含銅水成岩帶 Cray, A.

ベルギー領コンゴの Katanaga 地方より英領北ロイデシヤの Roan Antelope, N'Kana, Mufulira, N'Changa 諸礦山に至る銅礦床は Kantang 系の下半を代表する Roan 層中に粘板岩又は白雲岩中に發達し、特にロイデシヤに於ては Roan 層下部に含まるゝ硫化礦を主とし、カタンガに於てはその上部に含まるゝ酸化礦を

主とす。(Econ. Geol. 25, 783, 1930)
〔渡邊萬〕

石油礦床學

1406, 石油集中と岩壘圓頂丘との關係
Barton, D. C.

石油集中に關する問題を次の如く細別し得、即ち (1) 石油の根源, (2) 石油の移動, (3) 油槽の局限なり。(1) の岩壘圓頂丘と石油生成との關係は、成因的には關係なく、構造的關係によるものなる可し。(2) は岩壘圓頂丘の生成が石油の横移動を促進せしめたものにて、其際生ぜし斷層龜裂は上下移動を誘導せるものなり。(3) の油槽制限は次の種々なる状態に因るものなり。一般に岩壘圓頂丘油田を Super-cap sand field, Cap-rock field 及 Flank sand field の 3 種に分類し得。Super-cap sand field は背斜構造の多孔質部に石油の集中せるものなり。Cap-rock field は Cap rock を有する多孔質部に水壓に因りて集中せるものなり。Flank sand field は水壓に因りて砂岩に集中せる種々なる型の油槽なり。石油集中に最も重要な構造は斷層の down dip の方向に down throw を有する場合レンズ状砂の存する場合、不整合及多孔質頁岩の存する場合なり。圓頂丘周縁の石油集中は主として斷層、有孔率及砂層の連續及不連續に左右せらるゝものなり。(B. Am. A. Petrol. Geol., 15, 61~66, 1931)

〔八木〕

1407, Polish Carpathian 油田
Cizancourt, H.

當油田は下部白堊紀一下部中新統に屬する Flysch 中に存するものなり。石油は2つの異なる構造帯に胚胎するものにして、その1は Marginal zone の衝上構造の下部特に深層に存するもの、他は中央陷落地帯の背斜構造に存するものなり。主なる石油層は始新統漸新統に屬す。當地方の石油は明に Flysch を母層とするものにして、この Flysch は深海堆積物にあらずして、比較的淺海底に堆積したるものなり。Flysch が堆積すると同時に多少の褶曲作用が行はれたることは其分布狀態は因つても明なり。この褶曲作用の後に石油移動が行はれたるものなり。當地方の產油狀態は衝上構造の產油地帯に於ては特に注意す可きものなり。(B. Am. A. Petrol. Geol., 15, 1~39, 1931.) [八木]

1408, 鑿井泥液の性質 Parsons, C. O.

種々なる地質の鑿井中に生ずる泥土を物理化學的に研究する事は鑿井上重要な事なり。鑿井中に生ずる泥土は之を suspended state, colloidal state 及 crystalloidal state の3種に分類し得。これらの泥土中特に注意す可きは colloidal state のものにて、筆者はこの點に就きて研究せるものなり。一般に粘土類は PH の値が9以上になる如くアルカリ類を加へたる場合に最大の擴散度を有するものなり。然るに鑿井泥土は一般粘土とは異なる現象を呈し、アルカリ類を加へたる場合に反對に flocculation が起り粘稠度を増加するものなり。この現象は鑿井用水中の金屬イオンの作用に基くものにして

鑿井泥土の flocculation 及 deflocculation の現象は PH の値のみに因るものにあらずして、吸着による化學現象に關係するものなり。(Oil Weekly, 59, 77~83, 1931.) [八木]

1409, 青森油田の地質に就て 飯塚保五郎。

津輕半島の北部蟹田附近より大釋迦を経て弘前市の東方町居附近に到る地域は青森の油田地として知らるゝ地方なり。

筆者は以上の内標式的なる大釋迦附近の地質を論ぜり。當地方の第三紀地層を大戸瀧統、鰐ヶ澤統、若山統及び蟹田統に分類し、之等各統の岩質及び包含化石に就きて詳述せり。石油徴候は若山統、鰐ヶ澤統にあり、何れも背斜構造上にあるものなり。(地質, 37, 727~731, 1930.) [八木]

1410, 台灣苗栗油田の地質構造 安藤昌三郎

筆者は苗栗油田の地質を岩質によつて下部より後瀧層群、苗栗層群、及び火點山層群の3つに分類し、之等各層群の岩石の特性及化石等に就きて詳論せり。且その地質構造をも論ぜり。當油田の地質構造は二條の相平行せる背斜軸あり、之を出礦坑背斜軸及錦水背斜軸と稱す。前者は延長10里に達し、兩翼極めて急なる一大隆起構造にして、出礦坑油田の石油はこの背斜頂部の砂岩中に胚胎するものなり。錦水背斜軸は兩翼緩慢なる隆起構造にして、錦水油田の瓦斯は後瀧層群の頂部300~800米の間にある砂岩中に胚胎するものなり。(地質, 37, 799~803, 1930.)

〔八木〕

窯業原料礦物

1411, 粘土沈澱に及ぼす水素イオンの影響 Beeman, N.

粘土懸濁液に酸を加ふれば急速度沈澱を生ずるに反し、塩基は反對の現象を生ず。これ頁號の粘土膠質粒が H^+ イオンにより凝集せしめらるもの説明せらる。著者は密度の正確なる測定に適する重りを附した Becker 氏 Chainomatic balance を以て沈澱中の粘土懸濁液の密度の變化を測定せり。其結果によれば少量の鹽酸も凝集剤として顯著なる効果あり、又 $N/10,000 - N/20,000$ の如き僅かの濃度の變化も粒子の分布に變化を與へ、半徑 $0-1$ ミクロンの粒子 17% なりしものが半徑 $12-13$ ミクロン、30% に變ぜり。且 PH 値の變化が粘土の可塑性或は粘性等に如何に影響するかを説明し、PH の調節を顧みざる水箆作用は不確實なるを述べたり。(J. Am. Ceram. Soc., 14, 72~87, 1931)〔吉木〕

1412, 菱苦土礦の加熱と溶解速度

Budnikoff, P. P.

菱苦土礦は $800 \sim 900^\circ C$ に焼くを普通とするも更に dead burning をなす。 $MgCO_3$ は純粹なるほど MgO の水和作用は著し。著者は $700 \sim 1300^\circ C$ に各 3 時間宛加熱せる MgO を $20^\circ C$ に於て攪拌しつゝその電氣傳導度を測定し、溶解度を檢したり。純 MgO は $800^\circ C$ 處理のもの最も急激に最大速度に達し、 $700^\circ C$ 處理のものは 5 分間にて、 $1000^\circ C$ 處理は

3 時間にて各最大を示せり。天然菱苦土礦を $850 \sim 900^\circ C$ 處理にて得たる MgO は甚だ急に最大に達したりしが、 $1000^\circ C$ 處理は 24 時間にて未だ最大傳導度を示さず。1~5% の Fe_2O_3 は MgO の溶解度に重大なる影響ありて之を減ず、又 1% SiO_2 を加ふる時は溶解度の増加に影響あることを知れり。(Z. anorg. Chem., 191, 79~86, 1930)〔吉木〕

1413, 硝子熔解爐中の生成礦物 Beljankin, D. S., Besborodov, M. A.

露西亞 Drushnaya, Gorda の硝子工場 of regenerator chamber 中には硝子熔融物より瓦斯氣流に運ばれし塵粉は煉瓦表面に灰色の熔結皮殻を生ぜり。顯微鏡的研究によれば nepheline, carnegiete, orthoclase 及び mullite より成り, nepheline の部分には針狀金紅石の貫けるもの多し。これら礦物の特徴的共生狀態は物理的平衡の欠除を示すものなり。化學分析の結果は SiO_2 45.55, TiO_2 0.77, Al_2O_3 32.29, Fe_2O_3 1.92, CaO 1.12, Na_2O 11.07, K_2O 7.97, 計 100.69 にして上記諸礦物の割合を算出せるに 8% 余の SiO_2 を生ず。故に著者等は K_2O の一部は nepheline の代りに leucite (K_2O , Al_2O_3 , $4SiO_2$) を作るとせば、遊離珪酸を處分し得るものと考へたり。(J. Amer. Ceram. Soc., 73 346~353, 1930)〔吉木〕

1414, 磁器素地の軟化に伴ふ微構造變化 近藤清治, 末野悌六

蛙目粘土, 長石, 石英を諸配合比に混ぜる磁氣素地を 0.5 kg/cm^2 の荷重下に於

て軟化試験を行ひ、その前後の微構造の變化を比較研究せり。素地は硝子、石英、黄色斑點、ムライト及び低屈折率の小粒より成り、これら構成物と原料との間には自ら關係あり。軟化試験前後の著しき變化は(1)ムライト量及大きを増加す。(2)石英は著しく浸蝕せられ周圍に無結晶硝子を生ず、(3)低屈折率小粒は消滅するか或は減少す、(4)黄色斑點及其中の微晶は一般に發達す、(5)石英多き素地を除き多孔質となる。軟化時に於ける性狀は素地の構造に支配さるゝよりも硝子の物理性に影響さるゝこと大なるが如く、硝子の屈折率は石英分の少きものほど低値を示せり。(窯協雜, 39, 93~99, 昭和6)〔吉木〕

石 炭

1415. 本邦褐炭の性狀並に吸濕性 (第二編) 賀田立二。

本編に於ては工業的操作の基準ならしめんが爲に行へる乾燥及乾餾に就て記載せり。其結果に依れば、亞炭の乾燥には含有水分を考慮し、着火せざる範圍に於て成る可く高温瓦斯を通過せしむるを有利とし、且つ炭塊を一定し乾燥速度を均一ならしむるを必要とす。而して125°Cに於ては殆んど着火の恐なし。乾餾亞炭を主目的として亞炭の乾餾を行ふ場合には、400°C内外の低温度を用ひ、着火温度低き可燃質のものを多量に得るを得策とし、タールも併せ利用せんには、460°C内外の乾餾温度を有利とす。(燃料研究所研究報告, 10, 44~67, 昭和5年)〔鶴見〕

1416. 乾餾温度による木炭及び骸炭類の吸濕性の變化 賀田立二。

本報は「本邦褐炭の性狀並に吸濕性」なる報文の附録として發表せられたるものにして、第一に木炭の水分、樗及櫟材或は櫻及楓材よりの木炭の吸濕性と乾餾温度或は眞比重との關係及骸炭類の吸濕性と乾餾温度或は眞比重との關係を種々吟味し、其結果より種々考察する所あり。(燃料研究所研究報告, 10, 68~83, 昭和5年)〔鶴見〕

1417. 石炭のErweichungzoneを確定する簡單なる新裝置 Kattwinkel, R.

著者の方法はアルミニウムの圓筒中に挿入せる石英管中に試料石炭を入れ加熱して、加熱による外觀上の變化をアルミニウム圓筒の横側に附したる觀察窓より觀察し、石炭の分解狀態を發生物質より窺ふにあり。加熱は250°Cに到るまでは急激にそれより毎分5°C上昇の速度を以てなせり。温度の測定にはアルミニウム圓筒中に石炭と同位置まで挿入せる寒暖計を使用せり。因に本著者によれば石炭が膨脹し始むる温度は軟化點と看做すを得べく、膨脹の終息せる温度は固化點と看做すを得べし。此温度間を軟化帶(Erweichung Zoneと稱す。(Brennstoff-Chem. 11, 329~330, 1930)〔鶴見〕

1418. 石炭の自然發火と黄鐵礦の酸化現象との關係 Miyagawa, T.

著者は黄鐵礦及白鐵礦の比較的低温(30°C~50°C)に於ける酸化現象並に此石炭の自然發熱~發火に及ぼす影響に就て精密なる研究を試み、從來多數の人々

により屢々試みられたるに拘はらず解決に到らざりし石炭の自然發熱と黄鐵礦の酸化との關係を明にするを得たり。即ち著者の結論に従へば、石炭の自然發火に於て或る場合には黄鐵礦の酸化は石炭の發熱の重大なる原因をなすものなり。(九州帝大工學部紀要, 5, 295~297, 1930)〔鶴見〕

1419, 骸炭及びその他の多孔性物質の Makroporen 即ち肉眼的氣泡容積並に比重の新測定方法 Stadnikow, G.

多孔性の物質に於ては見掛比重或は氣孔度を知る事は重要な意義を有するものなり。然るに氣孔度を測定するに充分なる方法なし。著者は著者の新方法に依り比較的容易に且つ正確に定むるを得たる Makroporen の容積を以て氣孔度を代用せん事を主張せり。

著者の新方法の主眼點は次の如し。

1. 試料を相當大の塊狀にて真空中に於て熔融せるパラフィン中に浸し以て Makroporen をパラフィンにて填す。

2. 是が容積をピクノメータを用ゐて測定す。

3. パラフィンの量をベンゼンにて抽出して測定す。此のパラフィンの量より Poren の容積を求む。

因に Makroporen の容積を知れば、Mikroporen 即ち顯微鏡的氣泡を含まざる物質に於ては眞比重を、Mikroporen を含める物質に於ては Mikroporen の容積を除外せるものゝ比重を計算するを得べし。後者に於てはその眞比重を粉末法にて求むれば Mikroporen の容積をも知る

を得べし。(Brennstoff-Chem. 11, 330~331, 1930)〔鶴見〕

1420, 分析上より見たる石炭の特性

Fuchs W.

石炭の分析法はその目的より見て、之を元素分析、直接分析、Zerlegunganalyse, Kennzahlenbestimmung の4種類に分つを得べし。元素分析は元素の配合の割合を定むるを旨とし、直接分析即ち工業分析は工業的に重要物質の得量を定むるにあり。此兩分析法は古より用ひられたるものにして、石炭利用の進歩に伴ひ多少の變化を爲したれども殆んど從來つまなり。Zerlegung analyse は石炭中に含有する化合物例へば腐植酸、瀝青等を測定するにありて、Kennzahlenbestimmung は特定原子群例へば COOH , OH 等を求むるにあり。此兩分析法は最近の發達に係はり石炭研究上重要なものにして、著者は主として此兩分析法に就て詳述せり。(Brennstoff-Chm. 11, 332~334, 1930)〔鶴見〕

1421, Dortmund の Zeche Gneisenan 附近に沖積紀の Moor の發見に就て Brune, E.

此の Moor は鑿井の結果長さ 250~300 m, 廣さ 50~60 m, 即約 15000 qm と推定さるゝものにして、地層は上部より 0.35 m の腐植質、0.55~1.50 m の褐色の Lehm, 約 0.20 m の Moorerde, 0.10~0.40 m の細微なる砂質の Wurzelboden, 約 0.1 m の Wiesenalk, 0.020~0.40 m の褐綠色の粘土よりなり、時代は比較的古く少くとも數 100 年以前のものなり。(Brennstoff-

Chem. 11, 349~350, 1930)〔鶴見〕

1422. 沖積層に於ける Waldmoor の生物學的研究 Lieske, R.

A. Brune 氏の報告せる Waldmoor の生物學的研究なり。其の結果を見るに、本 Waldtorf 中には多數の Laubholzern の痕跡を残し、而も之等の Laubholzern は種々なる點より見て現在の位置に生棲せしものなり。而して植物残渣は多數の有機物質を消失し、anaeroben の状態に於て微生物の作用を受け分解せるものにして、その多量の物質を消失せるに拘はらず原形を保存せり。猶ほ此泥炭中に生存せる微生物は Fluorescen 種に屬し褐炭中にあるものと一致せり。(Brennstoff-Chem. 11, 350~352, 1930)〔鶴見〕

1423. 沖積層中に於ける Waldmoor の化學的研究 Fuchs, W.

本研究は A. Brune 氏により記載せられ、Lieske 教授により生物學的研究をなされたる anaerobe 分解性の Waldmoor 中の植物残渣の化學的研究なり。その研究結果に依れば、瀝青を取り去れる植物々質の 87~93% は纖維素及木質素よりなり、木質素：纖維素の割合は本植物残渣にありては普通の木材に於ける 1:2 なるに對し 7:2~18:2 にして、木質素の相對的に著しく増加せるを示すものなり。又木質素の Methoxyl 基含有量は纖維素の消失作用中變化せず殘留せるを示す。

此是の現象より木材は anaerobe の分解に於ても纖維素を次第に失ひ相對的に木質素を増加するものなるを認むるを得べし。(Brennstoff-Chem. 11, 352~354,

1930)〔鶴見〕

1423. 支那石炭埋藏量 胡博淵, 翁文灝
兩氏は從來の計算と、新材料とを比較研究の上、各省別に次の埋藏量を推定し、之を我が井上禧之助氏、謝家榮氏等の推定値と比較せり。(單位億噸)

(甲) 調査比較的詳細の記部

省 別	胡, 翁 兩氏 (1929)	井上氏 (1913)	謝家榮氏 (1925)
黑龍江	3.25	3.67
吉林	10.17	12.98
遼寧	15.83	8.00	12.85
熱河	7.20	6.60
察哈爾	4.88	} 4.60
綏遠	3.25	
山西	1271.15	12.00	1271.15
河北	30.71	30.80	28.28
山東	16.39	6.50	25.30
河南	81.47	2.00	74.49
陝西	719.50	69.68
湖北	4.40	4.48
安徽	3.47	3.50
江西	9.50	14.35	8.95
浙江	1.01	1.20	1.25
江蘇	2.37	1.95
總 計	2184.55	74.35	1529.73

(乙) 調査未詳の部

省 別	胡, 翁 二氏 (1929)	井上氏 (1913)	謝家榮氏 (1925)
湖南	60.00	170.00	60.00
四川	200.00	150.00	190.00
雲南	50.00	190.00
貴州	50.00	190.00
廣西	2.00	5.00
廣東	3.00	5.00
福建	5.00	0.80	1.50
甘肅	60.00	5.00
新疆	60.00
總 量	470.00	320.80	646.50
甲乙全体	2654.55	395.65	2176.23

之によれば、井上氏推定當時の約6倍半に達する割合にして、就中著名なる炭田の埋藏量推定次の如し。(單位百萬噸)

炭 田	省 別	總 量	時代別
蛟 河	吉 林	456	侏羅紀
撫 順	遼 寧	839	第三紀
本溪湖	"	226	石炭紀
八道溝	"	200	侏羅白堊紀
北 票	熱 河	250	侏羅紀
河北山西交界	察哈爾	438	"
開 平	河 北	690	石炭二疊紀
井 徑	"	221	"
臨 城	"	550	"
磁 縣	"	470	"
淄川博山	山 東	730	"
六河溝	河 南	400	"
焦作 (修武)	"	2,754	"

この外山西には10~100億噸の埋藏量を有する炭田少なからざれども、未だ充分開發せらるゝに至らず。(支那鑛業, 74, 133~162)[渡邊萬]

1425, 氣候證兆としての泥炭 Giles, A.

泥炭成生に好適の條件は急速なる植物の發育、排水不充分なる陷盆地、或は盆地の多きこと、雨量の多きこと、蒸發の少なきこと、氣溫の適當に寒冷なること、沼澤水にアルカリの乏しきこと等なり。この種の條件は地上種々なる區域に亘るも、熱帶泥炭は一般に薄層にして、不純物に富む。これ熱帶の高溫がバクテリアの繁茂を助けて植物の分解を速かならしむるためなれども、熱帶沼澤のアルカリ性水分に富むもその一因なり。

泥炭發達の最も盛んなるは Russia, Finland Canada Sweden, 合衆國北部等の溫帶北部にして、全体の凡そ90%はこの

區域に屬すべし。この外寒帶地方にもまた泥炭は繁茂し、その量熱帶のものに優るべし。またその質に於ても氣候寒冷なる Canada の泥炭は一層溫暖なる合衆國のものより發熱量高く、灰分に乏し。

次に古代の泥炭層を代表すべき石炭層の世界的分布を見るに、世界の石炭埋藏量の2/3は北アメリカ中北緯35°以北に分布し、歐洲には全体の1/10、そのうち9/10は歐洲北部に限らる。アジアは世界全体の1/6の石炭を有し、その2/3は北支那及びシベリヤに屬す。主として熱帶に屬するアフリカ、濠洲、南米等はその總てを合するも世界全体の1/30の石炭を有するに過ぎず、之を通算するに、熱帶地方の石炭埋藏量は世界全体の僅かに2%に過ぎず、而もそれは石炭二疊紀の水河時代の者に屬す。之に反して世界の石炭の9/10は北緯35°C以北に屬する。

この事實は石炭並に泥炭の發達が氣候學上の一大證兆なることを示すものといふべし。(Bull. Geol. Soc. Am. 41, 405~430, 1930)[渡邊萬]

参 考 科 學

1426 地殼の變形に因る熱の發生 寺田寅彦

地殼の非彈性的變形が局部的に集中して起る時は其爲めに發生する熱のために局部的の高溫を生じ得べし。斷層を生ずる時の溫度上昇を概算するに、場合によりてはこれが溫泉の溫度等に影響し得る程度のもとなる。大陸移動說に於て考へらるゝ如き大陸と下層との間の相對運

動の爲めに、中間層に發生する熱は放射能性岩石の發する熱に比して小なるべしと考へらる。併し陸塊相互の滑動の際に其境界層に發生する熱は必ずしも然らず、場合によりては之を助長し、急變を促がす効果があるやも測られず。(地震研究的彙報, 8, 377~383, 昭5)(中野)

會 報 及 雜 報

講演題目 来る4月5日東京にて行なはるゝ本會並に東京地質學會、地球學團聯合講演會に於ける講演題目は卷末綴込別紙の如く決定せり。

南滿洲礦產額 昭和3~4年度重要礦產額次の如し。

省 別	昭和3年	昭和4年
鐵礦(鞍山)	604,286	837,025
(廟兒溝)	106,000	148,646
銑鐵(鞍山)	220,637	217,858
(本溪湖)	63,030	76,300
硫化鐵礦	4,266	5,057
鉛 礦	366	1,450
銅 礦	750
石炭(撫順)	6,689,800	6,785,006
(本溪湖)	490,000	521,000
四省總計	8,836,117	9,268,447
骸炭(鞍山)	245,991	265,792
四省總計	343,741	388,307
菱 苦 土 礦	25,454	31,681
苦 灰 石	64,083	64,639
石 灰 石	89,324	103,235
石 綿	471,716	629,502
滑 石	35,000	40,000

(以下省略)(支那鐵業時報第74號による)

支那の石炭產出額 1926~1928 年度に於ける支那各省石炭產出額次の如し(單位萬噸)

省 別	1926	1927	1928
遼 寧 省	718	869	828
內 撫順	609	741	684
河 北 省	550	518	634
內 開灤	358	368	496
山 西 省	197	178	180
河 南 省	92	102	122
山 東 省	221	163	116
內 淄川	58	62	51
內 博山	59	32	26
江 西 省	47	69	67
熱 河 省	35	47	55
吉 林 省	26	40	51
黑龍江省	22	43	39
湖 北 省	29	31	32
安 徽 省	32	26	21
察哈爾省	16	13	15
江 西 省	14	10	12
湖 南 省	90	90	120
雲 南 省	21	11	21
以下概算			
四 川 省	100	100	100
殘余九省合計	97	97	97
全國總計	2304	2417	2509
內 褐 炭	21	28	32
有煙炭	1759	1895	1969
無煙炭	327	297	312
外に概算分	197	197	197

(第三次中國礦業紀要に據る)